



Analyse morphologique des massifs cristallins externes des Alpes occidentales (Belledonne - Pelvoux)

Elisabeth Peysson

► To cite this version:

Elisabeth Peysson. Analyse morphologique des massifs cristallins externes des Alpes occidentales (Belledonne - Pelvoux). Géomorphologie. 2000. dumas-00456166

HAL Id: dumas-00456166

<https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00456166>

Submitted on 12 Feb 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Joseph Fourier (Grenoble)
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Université d'Aix-Marseille III

Université de Nice - Sophia Antipolis
Université de Savoie (Chambéry)
Université Claude Bernard, Lyon I

D.E.A. Dynamique de la Lithosphère: des marges océaniques aux chaînes de montagnes.

Stage de recherche 2000:

Analyse morphologique des massifs cristallins
externes des Alpes occidentales
(Belledonne - Pelvoux).

Par Elisabeth PEYSSON

Mémoire soutenu le 22 juin 2000
à Nice-Sophia Antipolis
devant la commission d'examen

M. P. Huchon
M. J.M. Lardeaux
M. J. Deverchère
M. P. van der Beek
M. J. Lavé
et les membres du conseil du DEA

Président
Examineur
Rapporteur
Tuteur
Tuteur

Laboratoire d'accueil: LGCA
UMR n°5025 CNRS et Université



Université Joseph Fourier (Grenoble)
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)
Université d'Aix-Marseille III

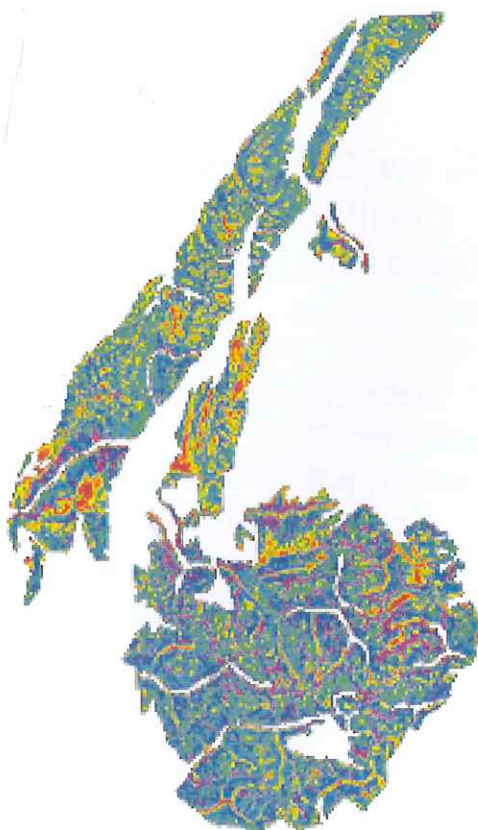
Université de Nice - Sophia Antipolis
Université de Savoie (Chambéry)
Université Claude Bernard, Lyon I

D.E.A. Dynamique de la Lithosphère: des marges océaniques aux chaînes de montagnes.

Stage de recherche 2000:

Analyse morphologique des massifs cristallins externes des Alpes occidentales (Belledonne - Pelvoux).

par Elisabeth PEYSSON



Laboratoire d'accueil: LGCA
UMR n°5025 CNRS et Université
Tuteurs: Peter van der Beek, Jérôme Lavé

La pierre est immortelle... l'érosion aussi.
(Yann Bloyet)

Résumé

Les Alpes sont une chaîne de montagnes tectoniquement active. Les structures tectoniques continuent d'évoluer : on observe des structures compressives, extensives et décrochantes dans l'ensemble de la chaîne. Dans les Alpes occidentales, le régime compressif se traduit par de nombreux chevauchements sur l'avant-pays par le biais de rampes crustales. Ces mouvements horizontaux vers l'Ouest entraînent une remontée générale des massifs cristallins externes (MCE).

La méthode de datation par les traces de fission, qui consiste à reconstituer l'histoire récente du dernier refroidissement des roches métamorphiques, a montré un soulèvement différentiel des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. Nous avons également mis en évidence une accélération de l'exhumation vers 3-5 Ma, généralisée à tous les MCE.

A partir de l'étude morphologique basée sur la distribution des pentes en fonction des lithologies, nous avons pu préciser les différences d'exhumation entre les massifs et interpréter les processus tectoniques possibles à l'origine du soulèvement. L'exhumation de Belledonne sur des rampes raides et celle du Pelvoux accentuée par la dénudation tectonique résultant de l'inversion du front des nappes internes sont plus importantes que dans les Grandes Rousses. Ce massif présente, contrairement aux deux autres, des pentes faibles et une bonne conservation du toit du socle, malgré une altitude élevée.

Mots clés : Alpes occidentales, géomorphologie, massif cristallin externe, traces de fission, dénudation, exhumation.

Abstract

The Alps are a tectonically active mountain range. We observe compressional, extensional and strike slip movements. In western Alps, the shortening involves thrusts on the alpine foreland. These horizontal movements entail the uplift of external crystalline massifs.

Apatite fission-track analysis is particularly important for reconstructing the thermal histories of metamorphic rocks in the uppermost part of the crust. This study shows a differential uplift of Belledonne, Grandes Rousses and Pelvoux massifs. It too shows an acceleration of the cooling, in all external massifs.

With geomorphologic study based on the influence of lithology on slope distributions, we specify the differences of exhumation between the massifs and interpret the tectonic processes of the uplift. Belledonne exhumation on ramps with steep angles and Pelvoux exhumation emphasized by tectonic denudation from Frontal Pennine thrust inversion are most important than Grandes Rousses uplift. Contrarily to Belledonne and Pelvoux, this massif has low slope angles and a good triassic paleosurface record.

Key words : western Alps, geomorphology, external crystalline massif, fission-track, denudation, exhumation.

SOMMAIRE

Résumé / Abstract

Introduction3

I- Cadre général4

A- Histoire tectonique des Alpes occidentales4

1- Généralités

2- Du rifting à la collision

B- Aspects structuraux et lithologiques des massifs de Belledonne et du Pelvoux7

1- Le socle cristallin

a) Le massif de Belledonne

b) Le massif des Grandes Rousses

c) Le massif du Pelvoux

2- La couverture sédimentaire

C- Evolution tectono-métamorphique12

D- Géomorphologie des massifs cristallins externes13

II- Synthèse des études thermochronologiques par la méthode des traces de fission15

A- Notion sur les traces de fission15

B- Datation par traces de fission15

1- Principes généraux

2- Stabilité des traces de fission

3- Interprétation des âges traces de fission

C- Analyse des traces de fission des massifs de Belledonne et du Pelvoux ..20

1- Situation géographique

2- Résultats et interprétations

- a) Le massif de Belledonne
- b) Le massif du Pelvoux

III- Etude morphologique des massifs de Belledonne et du Pelvoux31

A- Méthodologie31

B- Résultats34

1- Différences lithologiques

2- Différences locales

C- Interprétations39

Conclusions45

Références46

Liste des figures49

Liste des tableaux50

Annexes51

Introduction

L'influence respective de la tectonique, des processus de surface et du climat dans l'évolution des chaînes de montagnes est reconnue comme étant un axe de recherche important. L'histoire récente des Alpes a débuté à l'Eocène par le poinçonnement de l'Europe par le promontoire apulien. Cette chaîne de collision est actuellement encore active. Les structures tectoniques continuent d'évoluer : on observe de nombreux chevauchements sur l'avant-pays, des zones se soulèvent, d'autres, anciennement soulevées, s'affaissent. Les montagnes, façonnées par l'érosion, voient leur relief continuellement rajeunir, pour les deux raisons suivantes. Le soulèvement est entretenu par le réajustement isostatique provoqué par la dénudation. La deuxième cause de soulèvement est le raccourcissement-épaississement crustal résultant de la convergence Europe-Afrique.

Mais une question primordiale se pose sur l'importance relative des processus tectoniques vis à vis des processus externes dans l'évolution des reliefs [Molnar et England, 1990 ; Gilchrist *et al.*, 1994].

L'objectif de ce travail est d'étudier les marqueurs morphologiques qui enregistrent l'évolution du relief. Il s'inscrit dans le cadre d'un projet qui consiste à quantifier les taux récents de soulèvement et de dénudation des massifs cristallins externes (MCE) de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux ainsi que d'appréhender les mécanismes principaux de soulèvement et d'érosion.

L'histoire du dernier refroidissement de la partie externe des Alpes occidentales, c'est à dire du soulèvement et de l'exhumation des massifs cristallins, reste encore mal connue comparée à celle de la zone interne ou des Alpes centrales. La méthode des traces de fission s'est avérée être un bon outil pour établir l'évolution thermotectonique récente des chaînes de collision.

Nous utiliserons des datations par traces de fission effectuées par Lelarge (1993), Sabil (1995) et Seward *et al.* (1999) afin d'établir les taux de dénudation à long terme (1-10 Ma) des MCE dauphinois.

Par ailleurs, nous effectuerons une étude quantitative de la morphologie des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux à l'aide de modèles numériques de terrain (MNT) construits à partir de cartes topographiques digitalisées par l'IGN.

Cette étude va consister en une analyse des pentes des massifs cristallins et de leur couverture. Pour se faire, nous étudierons la distribution de ces pentes en fonction des diverses lithologies rencontrées qui enregistrent différemment le phénomène érosif qu'il soit glaciaire ou fluviatile.

Cette analyse va permettre d'observer l'incision des massifs enregistrée par les marqueurs géomorphologiques et d'établir, s'il y a lieu, les différences dans les taux de soulèvement.

I- Cadre général

A- Histoire tectonique des Alpes occidentales

1- Généralités

La chaîne alpine *sensu stricto* fait partie des chaînes périméditerranéennes résultant de la fermeture de la Téthys-ligure (branche alpine de l'océan téthysien) lors de la convergence des plaques africaine et eurasiatique.

Elle s'étend sur 1000 km de long et 150 à 400 km de large et se présente sous forme d'un arc à convexité ouest entre la Méditerranée et la haute vallée du Rhin en Suisse, puis prend une allure plus rectiligne Est-Ouest jusqu'à Vienne (cf. figure I-1).

Le premier tronçon constitue les Alpes occidentales où l'on peut observer les points culminants de la chaîne, de 4000 à près de 5000m. Il peut être divisé en deux grands domaines: une zone externe séparée d'une zone interne par le front des nappes internes (Front Pennique ou Front Briançonnais). Dans la zone externe se situent les massifs cristallins qui sont du Nord au Sud : le massif de l'Aar – Gotthard, le massif du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges, la chaîne de Belledonne et des Grandes Rousses, le massif du Pelvoux et le massif de l'Argentera-Mercantour (cf. figure I-2).

2- Du rifting à la collision continentale :

Dès le début du Mésozoïque et ce jusqu'au Jurassique moyen, l'extension de la croûte continentale de la Pangée entraîne l'ouverture des océans Atlantique central et Téthys.

Au milieu du Crétacé, l'ouverture de l'Atlantique se propage vers le Nord et entraîne la fermeture de l'océan Téthys-ligure. Cette migration septentrionale de l'ouverture a donc eu pour conséquence le début de la convergence Afrique-Europe, la subduction de la Téthys-ligure (avec obduction d'unités ophiolitiques) puis la collision des marges continentales.

Les Alpes sont donc le résultat de la collision au cours du Cénozoïque des marges passives africaine et européenne ou plus exactement du poinçonnement de l'Europe par le promontoire apulien. La cinématique initiale nord-sud du poinçon s'accompagne à l'Oligocène d'un mouvement anti-horaire occasionné par l'ouverture du bassin liguro-provençal et donne sa forme arquée à la chaîne.

En réponse au poinçonnement NW-SE, les déformations qui se produisent (plissements, chevauchements, jeu de failles) sont de plus en plus jeunes de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne.

Certaines grandes structures formées à l'Hercynien sont reprises lors de la tectogenèse alpine: on parle d'héritage hercynien ; une partie du raccourcissement global a ainsi été accommodé par l'inversion de structures distensives [Grand, 1988].

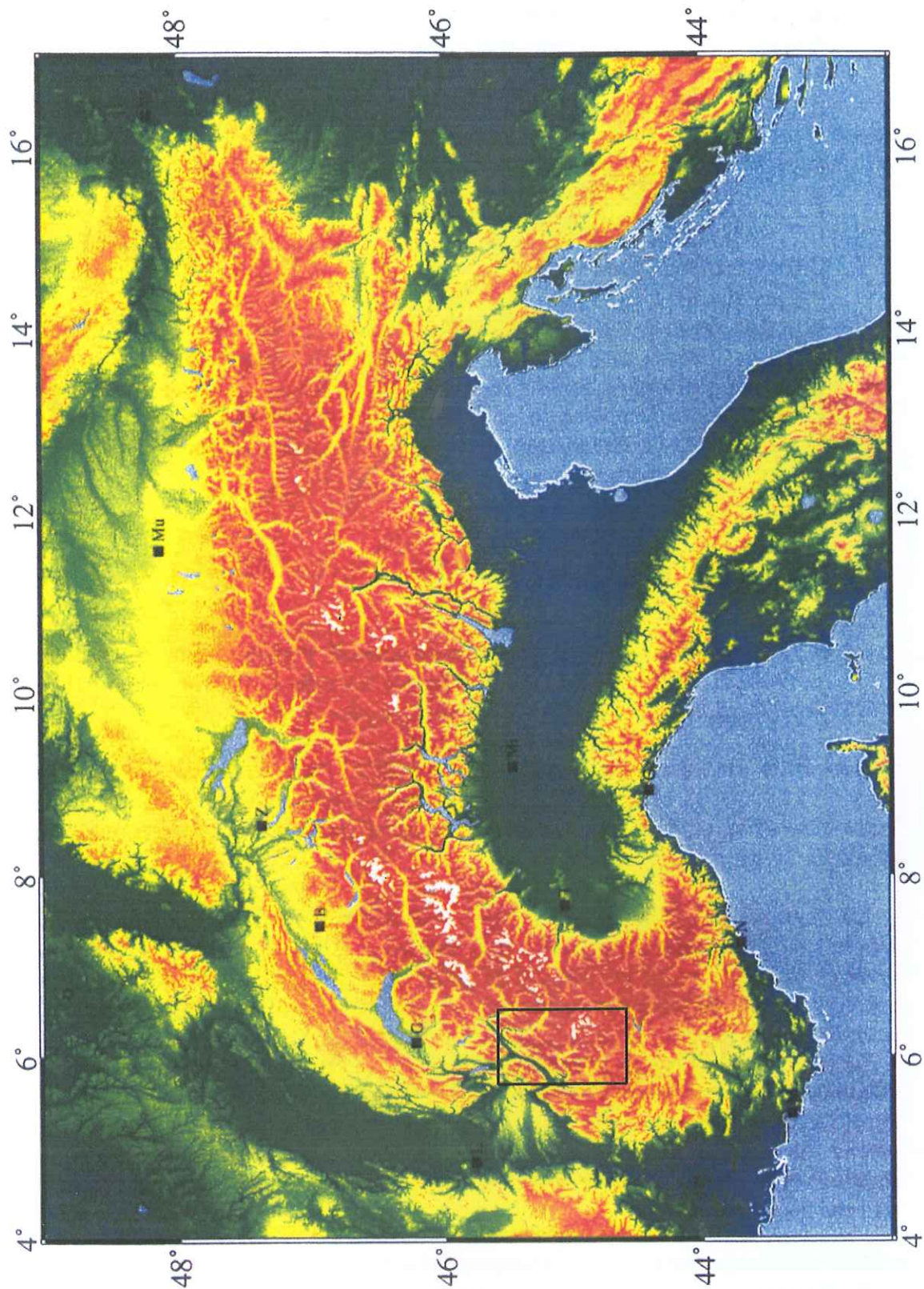


Figure I-1 : Modèle numérique de terrain des Alpes de Nice à Vienne [Sue, 1998].
 B: Bern ; G: Genève ; Ge: Genova ; L: Lyon ; M: Marseille ; Mi: Milano ; Mu: München ;
 N: Nice ; T: Torino ; W: Wien ; Z: Zürich.
 Le cadre situe la zone d'étude.

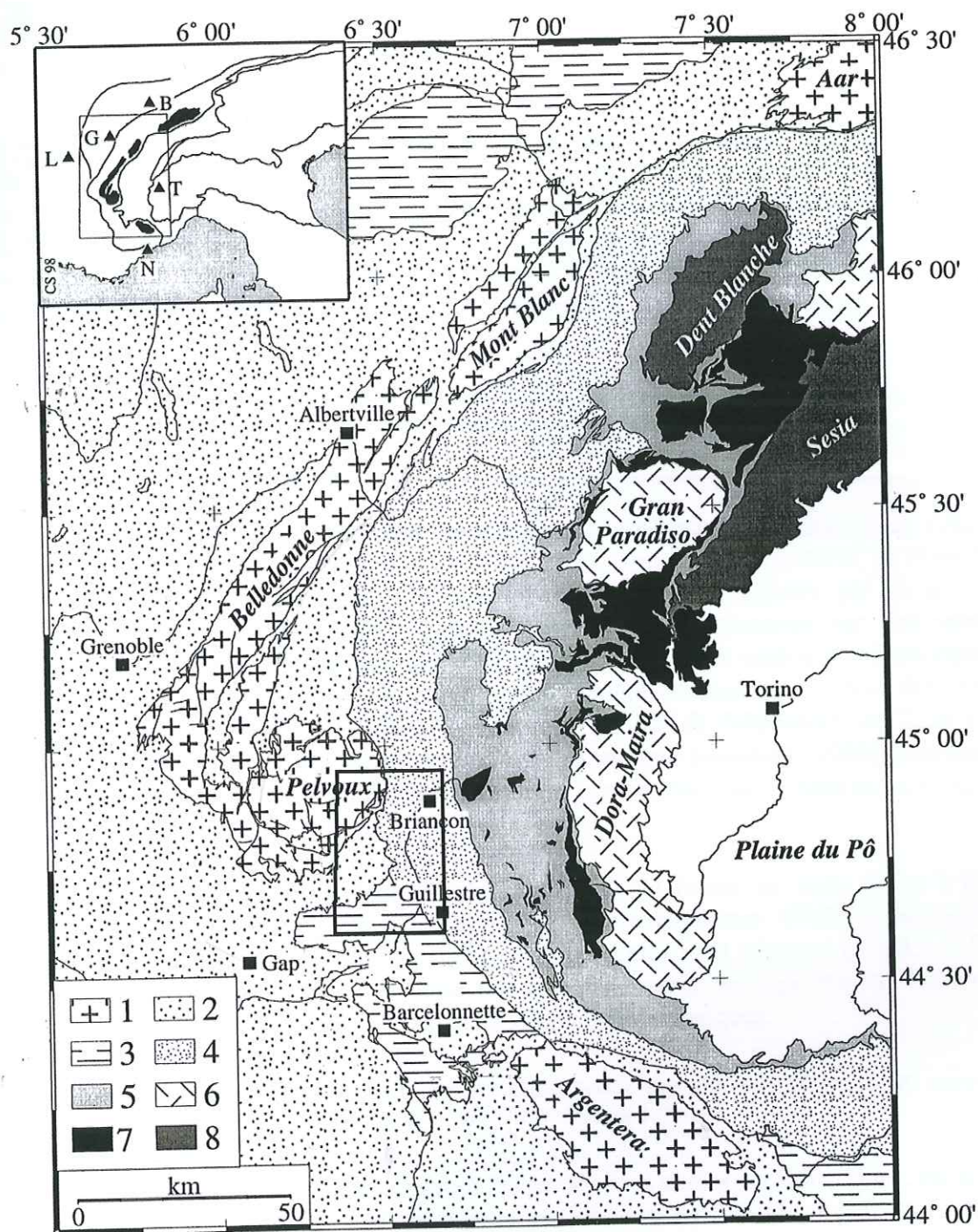


Figure I-2 : Localisation des MCE dans l'arc alpin occidental [Sue, 1998].

Zone externe: (1) MCE; (2) Couverture mésozoïque des MCE

Zones internes: (3) Préalpes et flyschs exotiques; (4) Zones briançonnaise, subbriançonnaise et valaisanne; (5) Schistes lustrés piémontais; (6) Massifs cristallins internes; (7) Ophiolites; (8) Nappes austro-alpines.

Villes- B: Bern; G: Genève; L: Lyon; N: Nice; T: Torino.

Localisation de la figure II-9 encadrée.

B- Aspects structuraux et lithologiques des massifs de Belledonne et du Pelvoux.

Les massifs cristallins externes sont constitués de terrains paléozoïques, métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne et dont les âges ne sont pas toujours connus, et d'une couverture sédimentaire peu ou pas métamorphisée, datée entre le Stéphanien (Carbonifère terminal) et le Priabonien (Eocène supérieur).

Ils sont affectés du Trias au Jurassique moyen par le rifting téthysien (découpage du socle et de sa couverture triasique en blocs basculés plurikilométriques) et sont repris en compression lors de l'orogénèse alpine.

1- Le socle cristallin

a) Le massif de Belledonne :

Le massif de Belledonne est situé entre les vallées de la Romanche au Sud et de l'Arc au Nord. Il possède une forme allongée, orientée N30°. Du point de vue structural, ce massif est divisé en deux parties majeures, les rameaux externe et interne, séparés par un accident longitudinal : le "synclinal" médian [Lory, 1881] désormais cicatrisé par des terrains sédimentaires mésozoïques (cf. figure I-3). Cet accident de socle a joué à plusieurs reprises dans des directions différentes. Il est maintenant considéré comme un accident décrochant puis chevauchant [Vivier *et al.*, 1987]. La présence d'écailles de Stéphanien, de Trias et de Lias ainsi que les déformations de la couverture mésozoïque [Gourlay, 1986] prouvent le rejeu alpin de cet accident. Le rameau interne est ainsi chevauchant sur le rameau externe.

- Le rameau externe situé à l'Ouest de l'accident médian forme un vaste dôme à grand rayon de courbure dans la partie nord du massif [Demeulemeester, 1982]. Il est constitué essentiellement par la Série Satinée (micaschistes à chlorite et séricite) [Siméon, 1979 ; Demeulemeester, 1982] qui représente une ancienne série de type flysch, faiblement métamorphisée. Il présente de rares niveaux volcanogènes basiques.
- Le rameau interne, à l'Est, possède une structure beaucoup plus complexe. Il est constitué de deux zones distinctes [Vivier *et al.*, 1987] (cf. figure I-3):

Le domaine nord-oriental, qui constitue l'essentiel de la chaîne de Belledonne, est situé à l'Est du "synclinal médian" et du décrochement sénestre de Belle Etoile. Il est formé de gneiss et de micaschistes constituant le terme le plus ancien du massif et passant progressivement à des amphibolites. Sur cet ensemble reposent des schistes chloriteux peu métamorphisés. Sur la bordure ouest du rameau se trouve le granite intrusif des Sept-Laux.

Le domaine sud-occidental est de forme grossièrement triangulaire et comprend le Taillefer. Il est limité à l'Ouest par le synclinal médian, à l'Est par l'accident de Belle-Etoile et au Sud par la couverture mésozoïque.

Il comprend le complexe méta-ophiolitique de Chamrousse, d'âge cambrio-ordovicien (datation par U/Pb sur zircons) [Ménot *et al.*, 1988] ; les formations gneissiques et amphibolitiques d'Allemont-Rochetaillée ; l'ensemble plutono-volcanique de Rioupérourx

8

-Livet, dévonien (U/Pb sur zircons) [Ménot *et al.*, 1986] et à caractères originels de rift ensialique [Ménot *et al.*, 1987] ; et de la formation du Taillefer à composantes détritiques et volcaniques.

L'ensemble est découpé en écaillés de socle désignées sous le terme de "clavaux" par P. et C. Bordet (1963). Les accidents délimitant ces écaillés sont jalonnés au Nord par des terrains triasiques et liasiques. Au Sud, il s'agit plutôt d'amygdales limitées par des zones mylonitiques d'importance variable [Demeulemeester, 1982].

b) Le massif des Grandes Rousses :

Les relations entre le massif de Belledonne et les Grandes Rousses, au Sud-Est, sont difficiles à observer : en effet, ils sont séparés par des terrains liasiques très épais le long de l'accident décrochant du Col du Sabot – Col du Glandon [Verjat, 1980] (cf. figure I-4).

Le massif des Grandes Rousses est lui-même subdivisé par de grands accidents orientés N20 à N30 en quatre compartiments de natures lithologiques et tectono-métamorphiques bien différentes. La géométrie de ces failles sont un héritage du rifting téthysien. Certaines ont rejouées et se sont inversées lors de la collision orogénique alpine [Grand, 1988].

Du Nord-Ouest au Sud-Est, le socle cristallin se compose donc de la série de l'Alpetta (gneiss à mégacrists de feldspaths alcalins et granite rose) séparée de la série des Petites Rousses (leptynite sériciteuse intercalée dans des chloritoschistes) par une faille normale à pendage vertical. Le groupe des Grandes Rousses (micaschistes de Haute Sarenne) est séparé des Petites Rousses par le chevauchement de l'Herpie. La série du Sauvage située sur la bordure est du massif est formée de gneiss intercalés par du houiller.

c) Le massif du Pelvoux

Dans ce massif, les formations cristallophylliennes sont d'âges paléozoïques, voire précambriens [Le Fort *et al.*, 1969] et sont recoupées par un grand nombre de granites intrusifs dont la mise en place est datée du Dévonien au Carbonifère moyen.

On peut observer deux ensembles principaux : (cf. figure I-5)

- un "noyau" constitué de gneiss et d'amphibolites où l'on distingue deux métamorphismes catazonaux successifs. Le premier, de haute pression, est accompagné d'intrusions granitiques, le second de basse pression est associé à une migmatisation.

- un "ensemble cortical", affleurant sur les bordures sud-ouest et est du massif ainsi que dans le massif du Combeynot au Nord. Il est affecté d'un métamorphisme mésozonal. Il est caractérisé par des micaschistes variés, des leptynites et des amphibolites. Ce complexe correspond à deux cycles volcano-sédimentaires superposés, d'âge calédonien et/ou hercynien.

Les accidents majeurs des MCE se répartissent suivant deux directions distinctes, en partie d'héritage hercynien. Elles correspondent aux directions maîtresses d'extension jurassique: les failles NE-SW dominant dans le massif de Belledonne et les failles SE-NW dans le massif de l'Argentera-Mercantour. Ces deux directions se recoupent au niveau du Pelvoux

Lors de la tectonique alpine, le socle du massif du Pelvoux a donc été découpé en plusieurs compartiments désormais scellés par la couverture mésozoïque ou le Nummulitique discordant (grès du Champsaur).

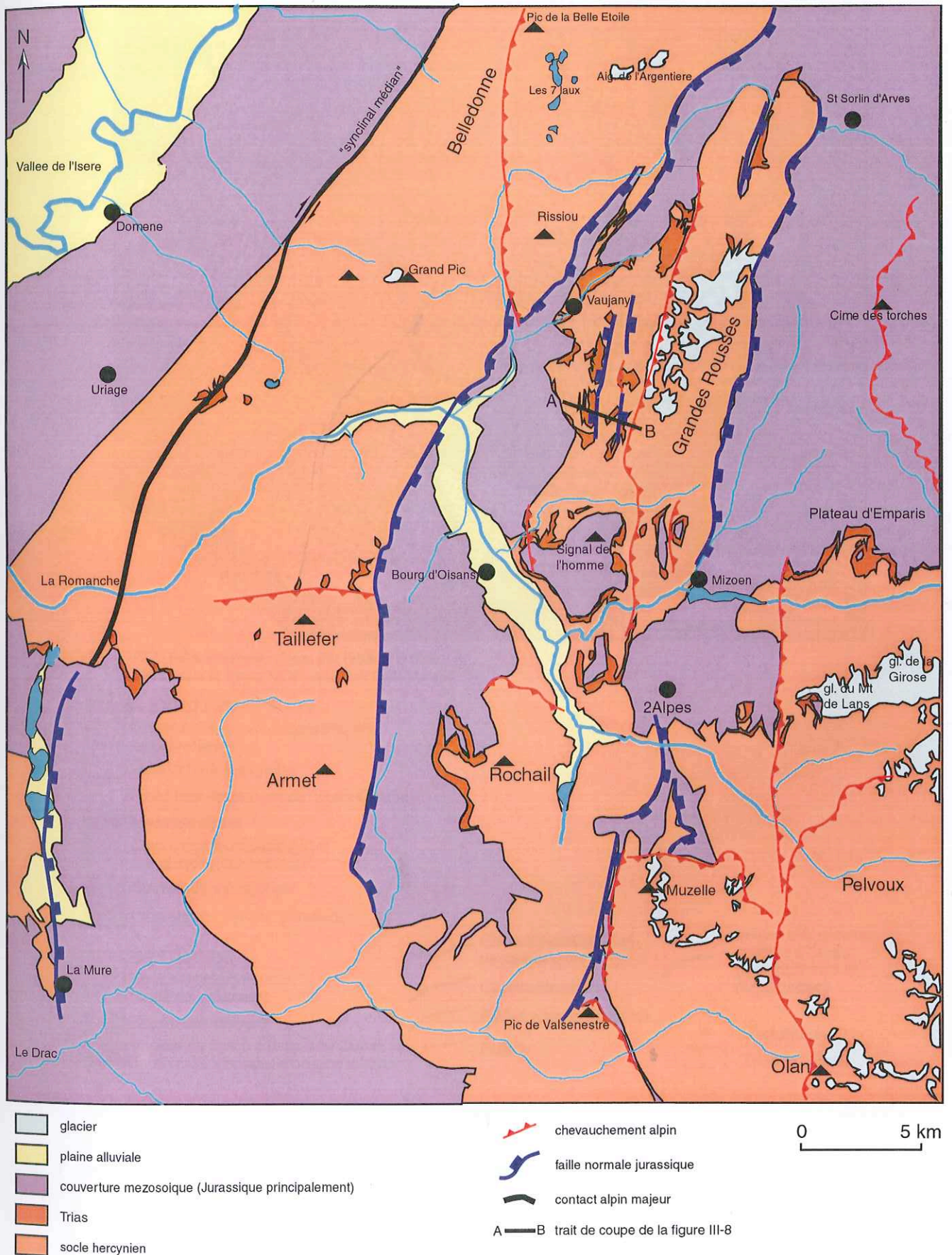
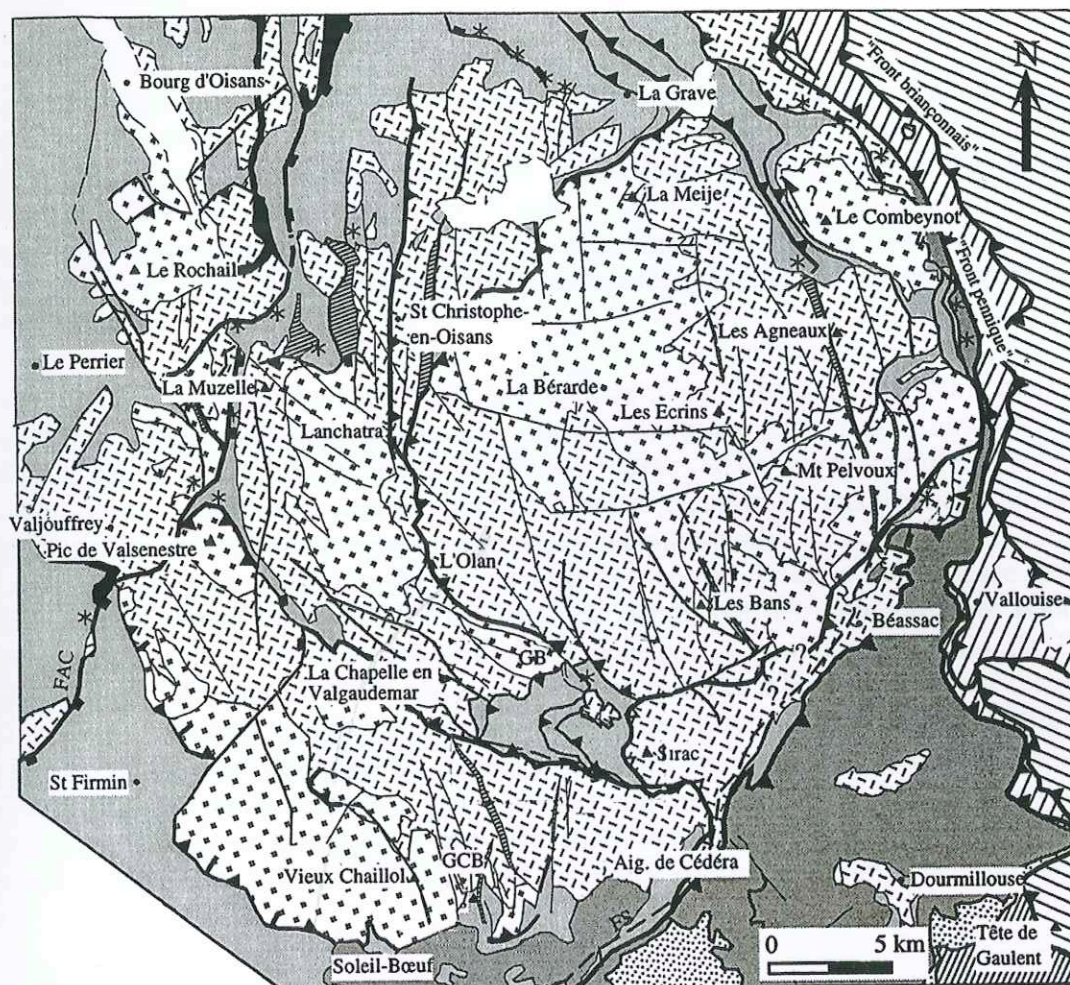


Figure I-4: Schéma structural du massif des Grandes Rousses et du Nord-Ouest du Pelvoux [Champagnac, 2000 modifié]



FAC: Faille d'Après-les-Corps, FS: Faille de la Selle,
GB: Granite du Bourg, GCB: Granite de Colle blanche

ZONES EXTERNES

- Orthogneiss, gneiss migmatitiques, amphibolites
- Granite tardi-hercynien
- Unité litho-tectonique du Vieux Chaillol
- Mylonite alpine
- Couverture nummulitique et son olistostrome sommital
- Couverture mésozoïque
- Couverture stéphano-permienne

ZONES INTERNES

- Zone subbriançonnaise (unité de Vallouise)
- Zone briançonnaise
- Nappes du flysch à helminthoïdes et leurs écaïles basales d'origine interne

- Chevauchements anté-nummulitiques
- Chevauchements
- Failles alpines majeures
- Failles

- Failles téthysiennes reprises à l'alpin (rectangle vers le demi-graben)

- * Olistolithes
- Terrains glissés

Figure I-5 : Schéma structural du massif du Pelvoux [Lazarre, 1997].

2- La couverture sédimentaire

La couverture sédimentaire formant l'enveloppe des massifs cristallins de Belledonne et du Pelvoux est essentiellement constituée de Trias, de Lias (calcaires et marnes sombres) et de Jurassique moyen (calcaires marneux). On note également la présence de houiller discordant sur le socle ou pincé en synclinaux dans ce dernier.

La couverture mésozoïque montre d'importantes variations latérales de faciès et d'épaisseur [Barfétty et Gidon, 1983]. Ces variations sont une conséquence du basculement vers l'Ouest des blocs découpant le socle.

La série sédimentaire triasique présente une épaisseur ne dépassant pas 50m mais reste relativement constante dans le secteur étudié. Elle est constituée de grès grossiers reposant en discordance sur le socle hercynien, de dolomies rousses, d'un niveau argileux contenant parfois du gypse, de dolomies claires, puis de basaltes alcalins à transitionnels qui sont la conséquence d'un épisode volcanique lié à l'extension continentale.

La couverture jurassique, qui repose en concordance sur le Trias, s'est déposée pendant l'extension de la croûte continentale : on parle de dépôt syn-rift. Elle présente donc des variabilités d'épaisseur. On distingue des séries épaisses et profondes (bassin de Bourg d'Oisans) passant latéralement à des séries condensées (plateau d'Emparis). Il faut distinguer le Lias inférieur: alternances marno-calcaires formant une série épaisse, et le Lias supérieur (Toarcien) constitué essentiellement de marnes brunes. La limite séparant ces deux formations est toujours marquée par une rupture de pente qui se remarque très facilement dans le paysage.

Le Jurassique moyen est marqué par une série marno-calcaire datée du Bajocien au dessus de laquelle on trouve les "Terres Noires", d'une épaisseur inférieure à 100m, datées du début du Malm.

C- Evolution tectono-métamorphique

Dans les massifs cristallins externes, l'orogénèse alpine est caractérisée par une déformation non pénétrative représentée par des écaillages de socle (e.g. le Grand Châtelard, le massif du Combeynot) et des failles de natures diverses. Cette déformation est associée à un métamorphisme faible (anchizonal à schiste vert).

L'intensité de ce métamorphisme croît lorsqu'on se rapproche du Front Pennique où l'on observe le maximum de déformation.

L'évolution tectono-métamorphique dans les Alpes occidentales s'est déroulée selon trois étapes majeures [Debelmas, 1983] :

- du Crétacé supérieur au Paléocène: lors de la subduction du domaine océanique téthysien, les roches ont été soumises à un métamorphisme de haute pression et basse température.

- à l'Eocène, le phénomène de subduction a totalement cessé de fonctionner pour laisser place à la collision des marges continentales. Sous la pression, les deux marges se clivent, se chevauchent ou se plissent.

- post-Oligocène

Ce troisième épisode qui concerne l'histoire récente des massifs cristallins externes correspond à une phase compressive [Bogdanoff *et al.*, 1991]. Les structures qui caractérisent ce raccourcissement peuvent se résumer au décollement de la couverture, puis au plissement de cette couverture décollée, à un écaillage modéré du socle et pincement de la couverture décollée, et à la formation de zones décrochantes, ductiles ou cassantes, affectant le socle et la couverture décollée.

A l'Oligo-Miocène, la déformation atteint la bordure de la zone externe ; le socle est écrasé et la couverture décollée donne naissance aux nappes helvétiques à déversement nord ou nord-ouest. C'est à cette époque que la déformation atteint la quasi totalité des MCE [Bogdanoff *et al.*, 1991]

A partir du Miocène moyen, une nouvelle phase compressive, provoquée par une migration des décollements, entraîne un clivage du socle de l'avant-pays et une remontée générale des massifs cristallins externes.

C'est cette évolution des reliefs qui correspond au soulèvement des massifs et à la dénudation qui leur est associée que nous allons tenter d'appréhender dans les massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux, à partir d'une analyse d'âges traces de fission (TF) et d'une étude morphologique.

D- Géomorphologie des massifs cristallins externes

Les processus tectoniques et géomorphologiques entraînent, à l'échelle du million d'années, l'exhumation de roches enfouies vers une dizaine de kilomètres de profondeur dans la croûte continentale.

Les mouvements verticaux que l'on peut mettre en évidence dans les chaînes de montagnes sont une combinaison des facteurs suivants :

- les processus tectoniques,
- le réajustement isostatique en réponse à l'incision (processus de surface), à la dénudation tectonique ou au retrait glaciaire (processus climatiques).

En général, la présence de hauts sommets est interprétée comme étant une réponse directe au soulèvement tectonique. Cependant, nous avons pu constater que le rebond isostatique, quelque soit son origine, entraîne également une augmentation de la topographie, mais plus limitée [Gilchrist *et al.*; 1994]. Le calcul des temps de réponse caractéristique du rebond post-glaciaire, par exemple, indique que la surrection actuelle des Alpes doit peu à ce rebond [Schaer et Jeanrichard, 1974; Jouanne et Ménard, 1994].

La connaissance des effets sur les formes des paysages des facteurs climatiques ou encore lithologiques est donc nécessaire.

D'après les observations directes du paysage et les observations des cartes géologiques et du MNT (cf. figure I-6), la chaîne de Belledonne, les Grandes Rousses et le Pelvoux sont des massifs assez élevés. Les plus hauts sommets correspondent aux unités de socle tandis que les formations sédimentaires forment des reliefs beaucoup plus calmes.

Durant la période glaciaire du Würm (80000 à 10000 ans), ces massifs étaient entièrement recouverts par les glaciers mis à part quelques pics rocheux (nunataks) trop escarpés pour qu'il y ait accumulation de neige [Battiau-Queney, 1997]. Ces glaciers, pour la plupart, se sont retirés très rapidement après le maximum glaciaire (25000 ans): on estime, par palynologie et datation au ^{14}C , qu'à 14000 ans les principales vallées (Isère, Arc, Romanche, Vénéon,...) étaient libérées des glaces [Battiau-Queney, 1997].

Les effets de l'abrasion des glaciers ont essentiellement été concentrés dans les grandes vallées où le flux glaciaire est important. Dans les régions élevées, où ce flux est inférieur, les paléosurfaces ont, au contraire, été préservées de cette érosion, comme dans les Grandes Rousses (cf. chapitre III).

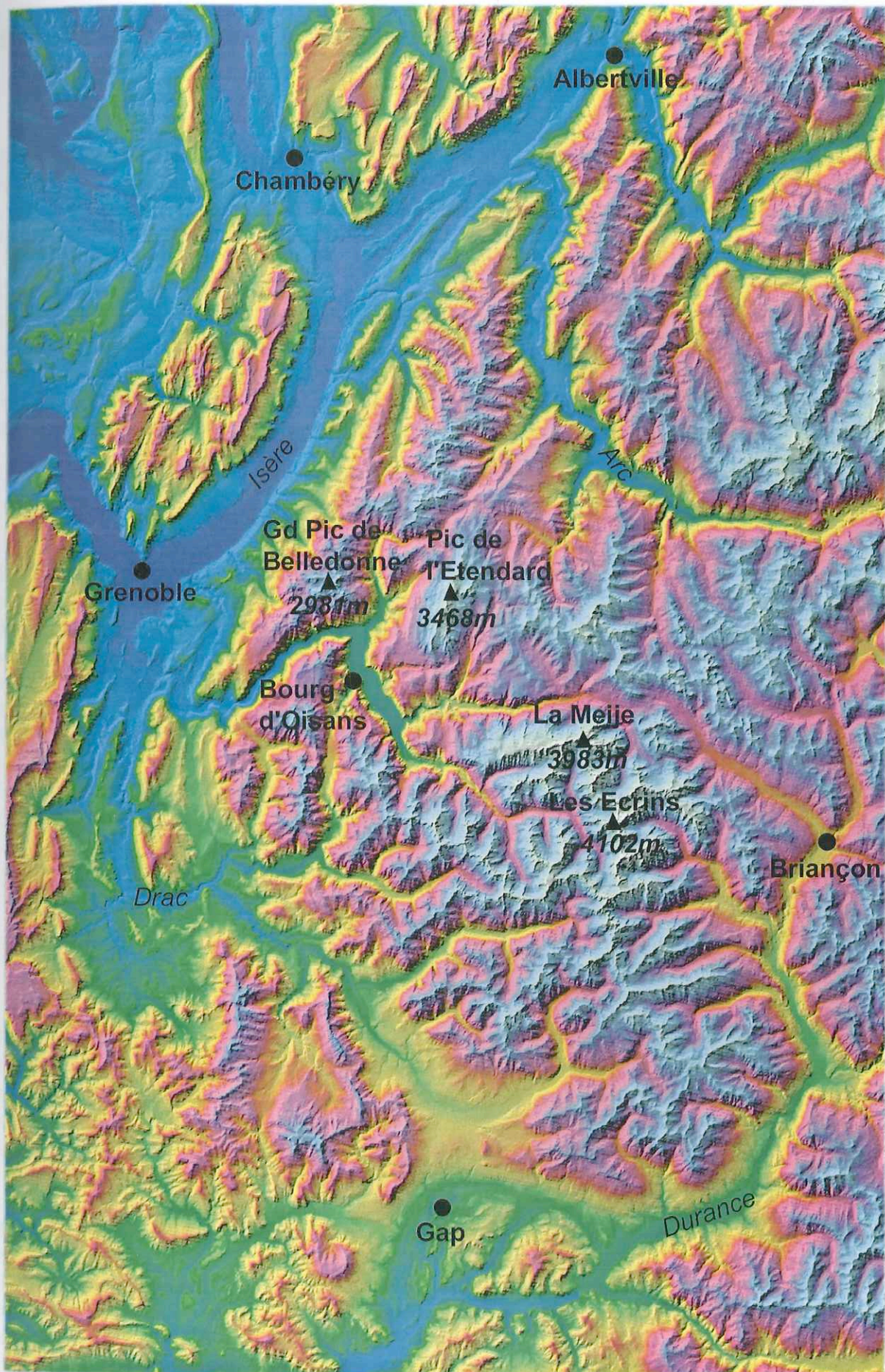


Figure I-6: MNT des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux.

II- Synthèse des études thermochronologiques par la méthode des traces de fission

Dans cette deuxième partie, après un bref aperçu sur la méthode de datation par traces de fission, nous nous proposerons d'évaluer les taux apparents de dénudation récents des massifs cristallins externes à partir des datations par traces de fission sur apatites et sur zircons effectuées dans les massifs de Belledonne et du Pelvoux.

Certaines données utilisées ont déjà fait l'objet de publications. L'objectif de ce travail consiste à faire une synthèse des différents résultats obtenus pour la chaîne de Belledonne et du Pelvoux et de les comparer avec les études qui ont été effectuées dans les autres massifs cristallins externes. Une analyse de traces de fission dans le massif du Mont Blanc a confirmé l'inversion tardi-alpine du Front Pennique et a révélé une accélération des taux de dénudation dans les derniers 2-3 Ma [Seward et Mancktelow, 1994].

A- Notion sur les traces de fission :

La datation par traces de fission repose sur un phénomène physique qui est la fission spontanée de l'uranium. Les verres et les minéraux contenant de l'uranium en élément trace enregistrent les traces latentes avec le temps. Ces traces sont des zones de dégâts formées lors du passage de l'ion de fission [Fleischer *et al*, 1975 ; Wagner & Van den Haute, 1992].

En effet, la fission de l'uranium entraîne la formation de deux fragments-fils et de quelques neutrons en libérant une énergie cinétique d'environ 200 MeV. C'est cette énergie qui crée l'ionisation puis la répulsion électrostatique des atomes du réseau cristallin formant ainsi la zone déprimée.

Ces traces ne sont pas directement observables au microscope optique et nécessitent pour cela d'être révélées par une attaque chimique appropriée au minéral daté.

B- Datation par traces de fission :

1- Principes généraux:

Pour passer d'une quantité de traces à un âge apparent, la teneur en uranium doit être connue. Cette teneur est obtenue par irradiation de l'échantillon aux neutrons thermiques dans un réacteur nucléaire ce qui provoque la fission induite de l'uranium 235. Le nombre de traces induites est proportionnel à la concentration en uranium.

Il existe plusieurs techniques pour déterminer les densités de traces spontanées et induites : la méthode des populations, la méthode du détecteur externe, la méthode du double polissage, la méthode de soustraction ou encore la méthode de la double attaque chimique.

Mais les deux procédures les plus largement utilisées sont celles des populations et du détecteur externe:

- la méthode des populations nécessite une répartition en uranium relativement homogène et constante dans les cristaux du minéral considéré. Après broyage, tamisage et séparation des minéraux, deux aliquotes d'une centaine de grains sont séparés de la population totale. Le premier lot sert au comptage des traces spontanées. Les grains du deuxième lot font l'objet

d'un traitement thermique afin d'effacer les traces puis ils sont envoyés en réacteur nucléaire pour faire fissionner l'uranium 235. Pour que les révélations des traces se fassent dans les mêmes conditions, les deux aliquotes sont ensuite montés ensemble sur une pastille d'araldite, abrasés et polis. Après attaque chimique, les traces spontanées et induites révélées sont comptées au microscope optique, en lumière transmise, pour obtenir les densités de ces traces.

- pour la technique du détecteur externe, chaque cristal est traité individuellement. On détermine ainsi les densités de traces spontanées et induites relatives à chaque cristal. Les variations des teneurs en uranium d'un cristal à l'autre ne sont donc plus un problème. Un certain nombre de grains (jusqu'à une centaine) sont montés, polis puis attaqués afin de révéler les traces spontanées. Ces montages sont ensuite appliqués contre une feuille de plastique (kapton) ou de mica dont les teneurs en uranium sont négligeables (la teneur maximum ne doit pas dépasser quelques ppb) et sont ensuite irradiés en réacteur nucléaire. Après irradiation, le détecteur externe qui a reçu des fragments de fission est attaqué afin de révéler les traces induites.

Actuellement, la méthode du détecteur externe est la technique qui est retenue par la communauté internationale [Hurford, 1990].

2- Stabilité des traces de fission :

Les traces de fission sont très sensibles à l'augmentation de température [Gleadow *et al.*, 1986 ; Green *et al.*, 1989]. Ces auteurs ont montré, par des expériences en laboratoire, que le temps et la température provoquaient une altération des traces, se traduisant par une diminution de leur longueur et par conséquent de leur densité révélable, entraînant un rajeunissement des âges.

Il est donc nécessaire de compléter toute mesure d'âge TF par une étude de la distribution des longueurs de traces révélables afin de pouvoir interpréter un âge apparent TF. Cette "correction d'âge" se fait à partir des longueurs révélables des traces confinées (longueurs complètes) [Green *et al.*, 1989] (cf. figure II-1). Lelarge (1993) et Sabil (1995) ont utilisé les longueurs projetées des traces partielles mais la quantité de traces partielles mesurées doit être très grande pour permettre une interprétation valable.

Il existe trois grandes zones de température associées à la stabilité des traces de fission. Pour l'apatite qui est le minéral le plus utilisé (cf. figure II-2) :

- la zone de stabilité totale (ZST) des traces fossiles (ou de rétention totale): cette zone superficielle ($T < 60^{\circ}\text{C}$) contient des traces pas ou peu altérées qui sont donc enregistrées sur toute leur longueur. Les âges TF ne présentent donc aucun rajeunissement.

- la zone de rétention partielle ou de recuit partiel (ZRP) correspond à des températures comprises entre 60°C et 120°C . Les traces ne sont que partiellement enregistrées, leur longueur diminue avec l'augmentation de la température. Les âges TF diminuent jusqu'à s'annuler en raison de cet effacement thermique progressif des traces spontanées.

- la zone de recuit total (ZRT), pour des températures supérieures à la température de fermeture T_f de 120°C , ne renferme pratiquement plus de traces.

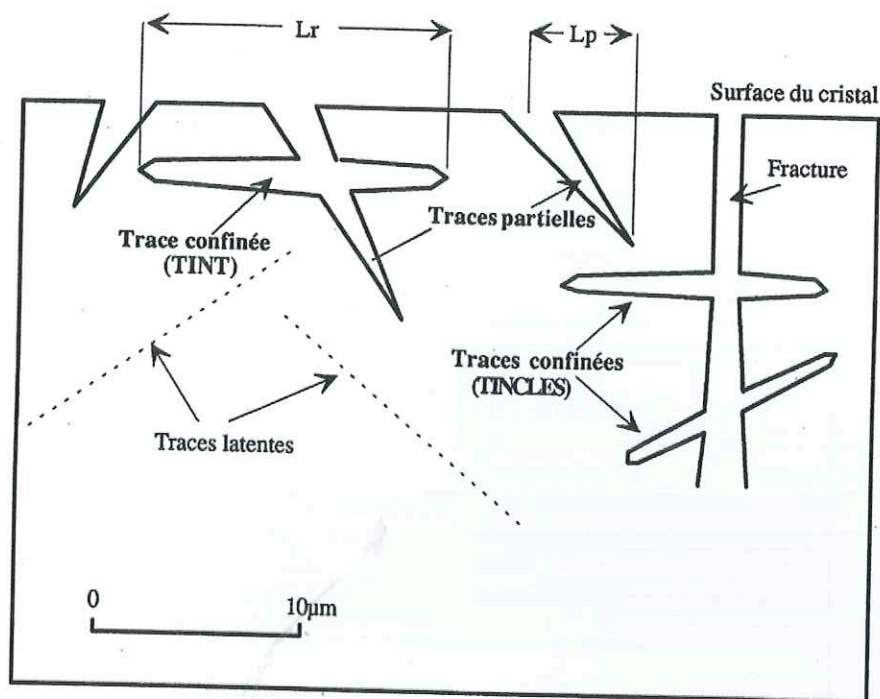


Figure II-1 : Schéma illustrant les traces partielles et les traces confinées ainsi que leurs mesures de longueurs projetées L_p et révélables L_r respectives.

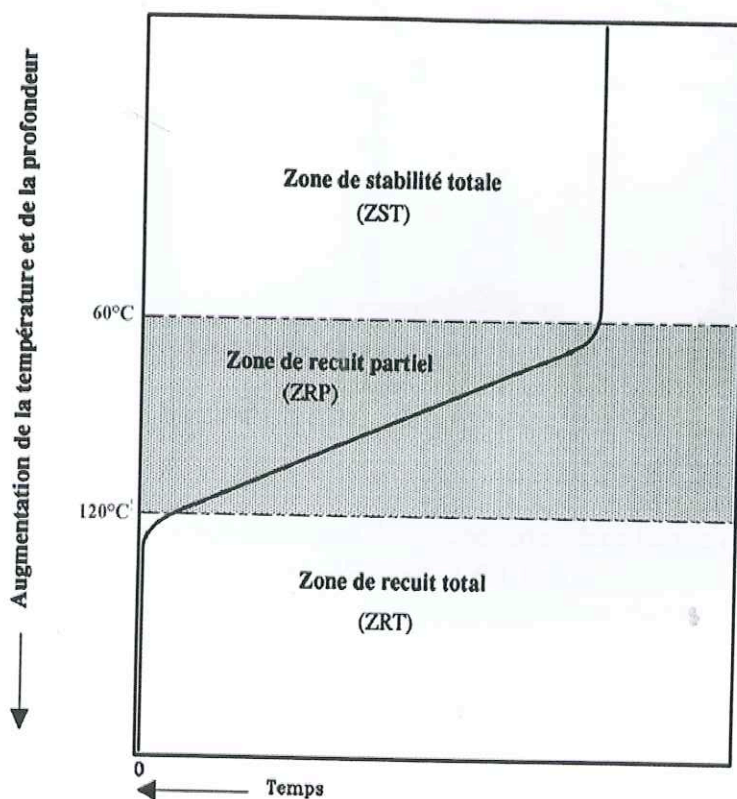


Figure II-2 : Domaines de stabilité des traces de fission sur apatite. La courbe représente la décroissance de l'âge TF avec l'augmentation de la température.

3- Interprétation des âges traces de fission :

Les traces étant sensibles aux effets de la température, l'interprétation d'un âge apparent TF dépend donc de l'histoire thermique du minéral daté.

Dans la figure II-3, trois cas de refroidissement ont été analysés :

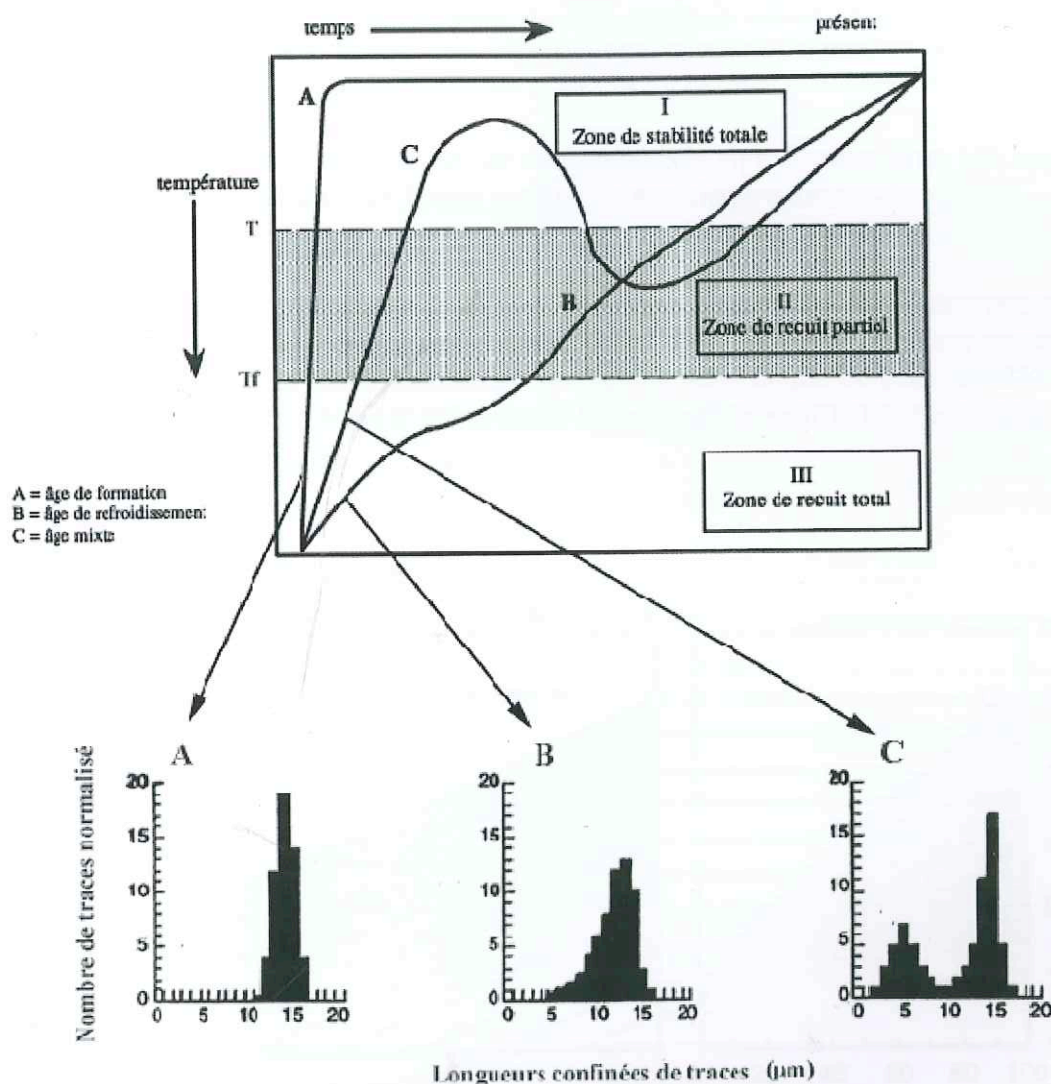


Figure II-3 : Modèles de refroidissement des roches avec leur forme de distributions des longueurs confinées correspondantes (Wagner, 1981 modifié).

- (A) : Refroidissement rapide,
- (B) : Refroidissement progressif,
- (C) : Histoire thermique complexe.

- Lors d'un refroidissement rapide (ex : mise en place de roches volcaniques), le passage du minéral dans la ZRP est très court. Les traces formées gardent leur longueur et l'âge obtenu correspond à l'âge de cristallisation de la roche. La longueur initiale d'une trace confinée mesurée dans les apatites est de l'ordre de 15 µm.

- Pour un refroidissement lent et régulier illustrant un phénomène d'exhumation simple (c'est à dire sans modification du gradient géothermique), le passage dans la ZRP est plus important : les longueurs des traces se développent progressivement et l'âge mesuré correspond au franchissement de la température de fermeture.
- Pour une histoire thermique plus complexe, les traces les plus anciennes peuvent se retrouver raccourcies lors du retour dans la ZRP avant le refroidissement final. L'âge apparent obtenu est un âge mixte sans signification géologique précise. Il est compris entre les âges de début d'enregistrement des traces et du dernier événement thermique.

La mesure des longueurs de traces permet de comprendre la signification d'un âge apparent et éventuellement de le "corriger" en tenant compte de son histoire thermique.

Le profil des âges apparents traces de fission résultant d'un refroidissement régulier et relativement long dans le temps est illustré dans la figure II-4. Ce refroidissement correspond à une dénudation continue de 30m/Ma avec un gradient géothermique constant de 25°C/km. Les âges TF calculés pour un tel refroidissement fournissent le profil (b). La courbe âges-profondeur résultante est linéaire.

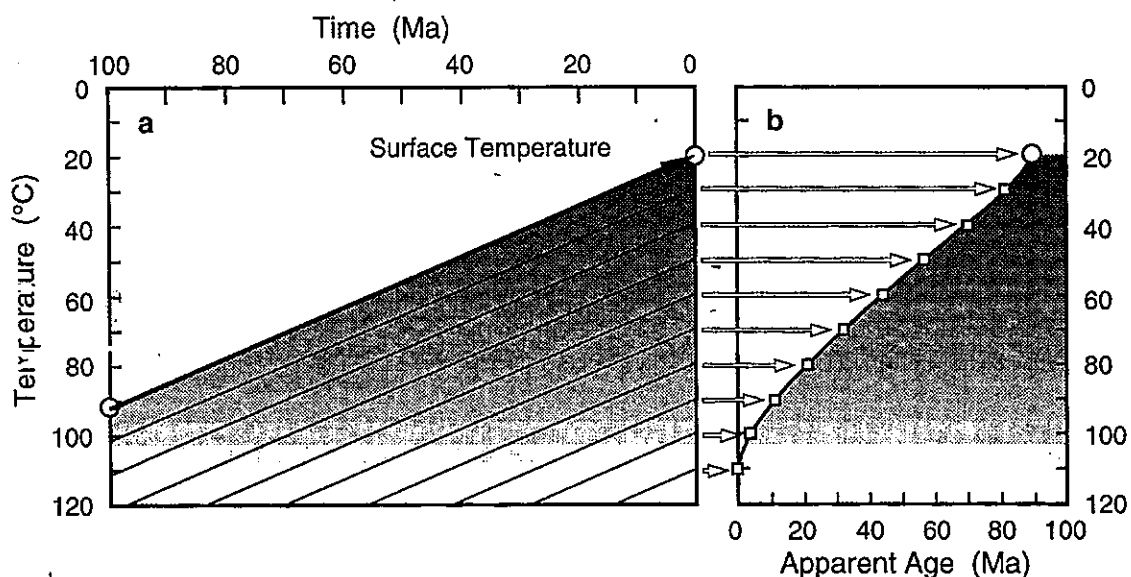


Figure II-4 : Modélisation du profil des âges traces de fission résultant d'un refroidissement régulier dans le temps de la croûte continentale [Gleadow & Brown, 2000].

- (a) courbes de refroidissement correspondant aux différents âges de (b)
 (b) profil obtenu à partir d'un refroidissement régulier, avec un gradient géothermique de 25°C/km et une dénudation de 30m/Ma.

Pour une histoire thermique avec une accélération du refroidissement, la courbe âges-profondeur n'est plus linéaire mais présente un point d'inflexion au temps t qui correspond à l'accélération du refroidissement. Ce point correspond à la base de la paléo-zone de rétention partielle désormais dénudée. A partir des données obtenues sur ce point (âge et altitude) et du gradient géothermique, il est possible de calculer la dénudation du secteur étudié.

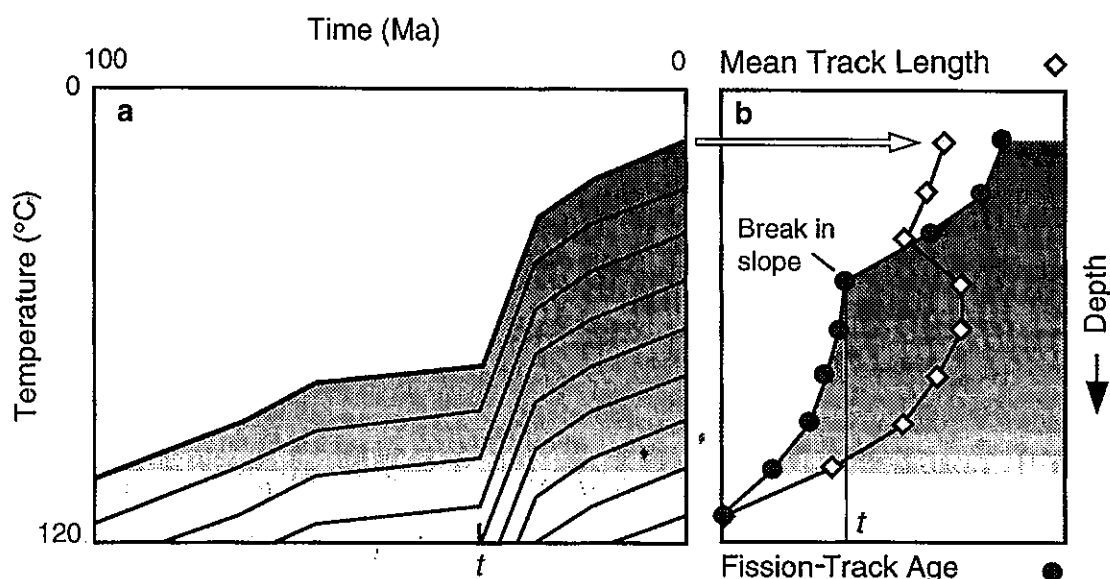


Figure II-5 : Modélisation des profils âges apparents traces de fission et longueurs de traces pour une histoire thermique avec accélération du refroidissement [Gleadow & Brown, 2000]. La cassure dans le profil des âges apparents représente la base de la zone de rétention partielle des traces avant l'accélération du refroidissement ; l'âge correspondant est égal à l'âge t du début de l'accélération.

C- Analyse des traces de fission des massifs de Belledonne et du Pelvoux.

1- Situation géographique

Au cours des dix dernières années, plusieurs études sur les traces de fission ont été effectuées dans les massifs cristallins externes. Trois secteurs dans Belledonne et Pelvoux ont ainsi été analysés :

- Au Nord-Est de Belledonne: les échantillons ont été essentiellement prélevés sur des affleurements de roches en place [Lelarge, 1993] selon trois grands sites qui sont le domaine nord-oriental du rameau interne, le Grand Châtelard et la zone de flysch de St Julien-Mont Denis entre 750m et 2750m d'altitude.

- Les vallées de l'Eau d'Olle et de la Romanche ont été étudiées en 1995 par Sabil dans le cadre de sa thèse.

L'échantillonnage dans la vallée de l'Eau d'Olle a été effectué selon une coupe principale Nord-Sud dans le granite des Sept Laux entre 1240m et 2300m d'altitude. Trois échantillons,

situés plus à l'Est de cette coupe, ont été repris d'un prélèvement antérieur effectué par Demeulemeester (1982) ; deux d'entre eux sont gneissiques (DP102 et DP105) et le troisième amphibolitique (DP104).

Les échantillons de la vallée de la Romanche sont beaucoup plus distants les uns des autres. L'un provient de Rochetaillée, prélevé dans du granite à 720m d'altitude, les autres sont issus des granites et des gneiss amphibolitiques des Grandes Rousses.

- L'étude la plus récente de Seward *et al.* (1999) se situe dans le Sud du Pelvoux. Les échantillons ont été prélevés principalement dans les grès du Champsaur entre 1270m et 2180m d'altitude et dans les migmatites (de 1030m à 2100m d'altitude) mais aussi dans les amphibolites et les granites du Pelvoux.

2- Résultats et interprétation (cf. figure II-6)

a) Le massif de Belledonne :

Au Nord-Est de Belledonne, les âges apparents TF obtenus sur apatite sont compris entre 3.2 ± 0.1 Ma (1020m) et 7.5 ± 0.2 Ma (2750m) (cf. tableau II-A). Les échantillons ont été datés par la méthode des populations parce que les distributions des traces de fission dans les apatites étaient assez homogènes et que le nombre de traces fossiles était trop faible d'après Lelarge pour permettre l'application de la technique du détecteur externe.

D'après les mesures des longueurs projetées des traces induites partielles, l'ensemble des échantillons présente une courbe unimodale de la distribution des traces. Sur les 18083 traces qui ont été mesurées, les valeurs des longueurs sont comprises entre 1 et 17 μm avec une longueur moyenne de 6.55 ± 0.18 μm . Ces longueurs de traces partielles étant assez courtes, le passage dans la zone de rétention partielle a, semble-t-il, été plus ou moins important.

a)

Echantillons	Altitude (m)	Age apparent $\pm 1\sigma$ (Ma)
GB-03b	2250	5,9 \pm 0,5
GB-03c	2340	6,8 \pm 0,2
GB-03d	2150	4,8 \pm 0,2
GB-04	1820	5,0 \pm 0,4
GB-05	1520	4,7 \pm 0,2
GB-06	1020	3,2 \pm 0,1
GB-10	2560	6,7 \pm 0,2
GB-15	2750	7,5 \pm 0,2

b)

Echantillons	Altitude (m)	Age apparent $\pm 1\sigma$ (Ma)
GC-01a	2043	4,8 \pm 0,4
GC-01c	2043	4,5 \pm 0,2
GC-02	1310	3,7 \pm 0,2
GC-03	1390	4,2 \pm 0,3
GC-04	1300	3,7 \pm 0,2

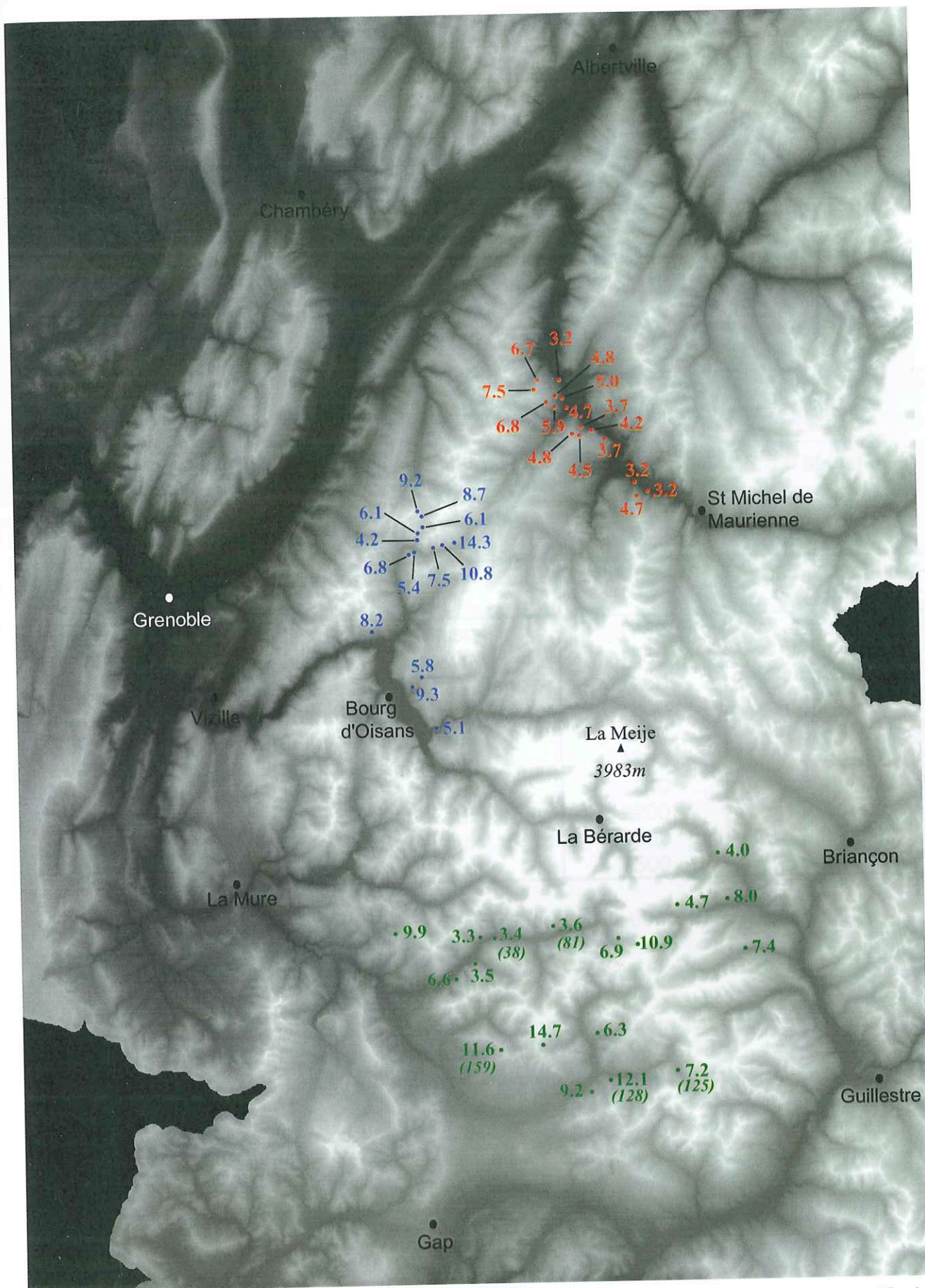


Figure II-6: Ages apparents TF en Ma obtenus sur apatite et sur zircon (*italique*) dans les massifs de Belledonne et du Pelvoux d'après les résultats de Lelarge (en rouge) en 1993, de Sabil (bleu) en 1995 et de Seward et al. (vert) en 1999.

c)

Echantillons	Altitude (m)	Age apparent +/- 1 σ (Ma)
GD-01	1380	3,2 +/- 0,3
GD-02	1930	4,7 +/- 0,7
GD-03	750	3,2 +/- 0,4

Tableau II-A: Ages apparents TF, obtenus sur apatites, des échantillons a) du domaine nord-oriental, b) du massif du Grand-Châtelard et c) de la zone de flysch (St Julien-Mont Denis).[Lelarge, 1993].

Les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle et de la Romanche ont été datés par la méthode du détecteur externe.

Pour la vallée de l'Eau d'Olle, les âges sont compris entre 4.2 ± 0.5 Ma et 14.3 ± 2.0 Ma (cf. tableau II-B).

Echantillons	Formations + Localités	Altitude (m)	Ages apparents +/- 1 σ (Ma)
DP102	Gneiss de Grand'Maison	1730	14,3 +/- 2,0
DP104	Amphibolite du Gros-Treu	1550	10,8 +/- 1,0
DP105	Gneiss du Rissiou-Rocher Blanc	1460	7,5 +/- 0,7
GEO1	Granite des Sept Laux	1300	4,2 +/- 0,5
GEO2	Granite des Sept Laux	1520	6,1 +/- 0,5
GEO3	Granite des Sept Laux	1750	6,1 +/- 0,5
GEO4	Granite des Sept Laux	1240	5,4 +/- 0,5
GEO6	Granite des Sept Laux	2200	8,7 +/- 0,7
GEO7	Granite des Sept Laux	2300	9,2 +/- 0,7
GEO8	Granite des Sept Laux	1500	6,8 +/- 0,7

Tableau II-B: Ages apparents TF sur apatite obtenus sur les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle [Sabil, 1995].

Les longueurs de traces confinées des traces fossiles ont été mesurées sur huit échantillons ; aucune trace confinée n'a été révélée dans les échantillons DP104 et DP105. Les résultats sont résumés dans le tableau II-C. La longueur moyenne des traces confinées est comprise entre 12.99 ± 0.32 μ m et 13.90 ± 0.23 μ m.

Les longueurs moyennes des traces confinées de ces échantillons sont plus courtes que les traces spontanées mesurées dans les roches volcaniques. Ceci implique que les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle ont séjourné plus ou moins longtemps dans la zone de rétention partielle des traces avant leur refroidissement final.

Echantillons	Ns	Ls +/- 1 σ (μ m)	Âges apparents +/- 1 σ (Ma)
DP102	29	13,24 +/- 0,27	14,3 +/- 2,0
DP104	--	--	10,8 +/- 1,0
DP105	--	--	7,5 +/- 0,7
GEO1	13	13,30 +/- 0,48	4,2 +/- 0,5
GEO2	23	13,11 +/- 0,35	6,1 +/- 0,5
GEO3	23	12,99 +/- 0,32	6,1 +/- 0,5
GEO4	11	13,12 +/- 0,4	5,4 +/- 0,5
GEO6	19	13,32 +/- 0,3	8,7 +/- 0,7
GEO7	17	13,9 +/- 0,23	9,2 +/- 0,7
GEO8	19	13,28 +/- 0,3	6,8 +/- 0,7

Tableau II-C : Longueurs confinées moyennes des traces de fission fossiles dans les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle. Ns et Ls sont respectivement le nombre de traces confinées fossiles mesurées et la longueur moyenne des traces confinées fossiles.

Les échantillons de la vallée de la Romanche (cf. tableau II-D) présentent des âges compris entre 5.1 ± 0.5 Ma (870m) et 9.3 ± 1.0 Ma (750m). Seules les longueurs projetées des traces partielles ont été mesurées pour ces échantillons. Ces longueurs varient entre 1 et 14 μ m avec une moyenne entre 5 et 6 μ m

Echantillons	Formations + Localités	Altitude (m)	Âges apparents +/- 1 σ (Ma)
GB01	Granite de Rochetaillée	720	8,2 +/- 0,8
GR2	Granite des Grandes Rousses	1200	5,8 +/- 0,7
GR3	Granite des Grandes Rousses	750	9,3 +/- 1,0
DP84	Gneiss amphibolitiques des Gdes Rousses	870	5,1 +/- 0,5

Tableau II-D: Âges apparents TF sur apatite obtenus sur les échantillons de la vallée de la Romanche [Sabil, 1995].

La répartition des âges apparents TF dans le diagramme de corrélation âges-altitudes (cf. figure II-7) semble indiquer un comportement différentiel selon les secteurs de prélèvement, c'est pourquoi nous avons décidé de présenter les résultats par secteur étudié.

Les âges apparents TF sur apatite de la presque totalité des échantillons du Nord-Est de Belledonne montrent une tendance au vieillissement avec l'augmentation de l'altitude. Cette tendance apparaît sur la figure II-7 : les points se positionnent globalement sur une courbe avec un point de brisure vers 3 Ma.

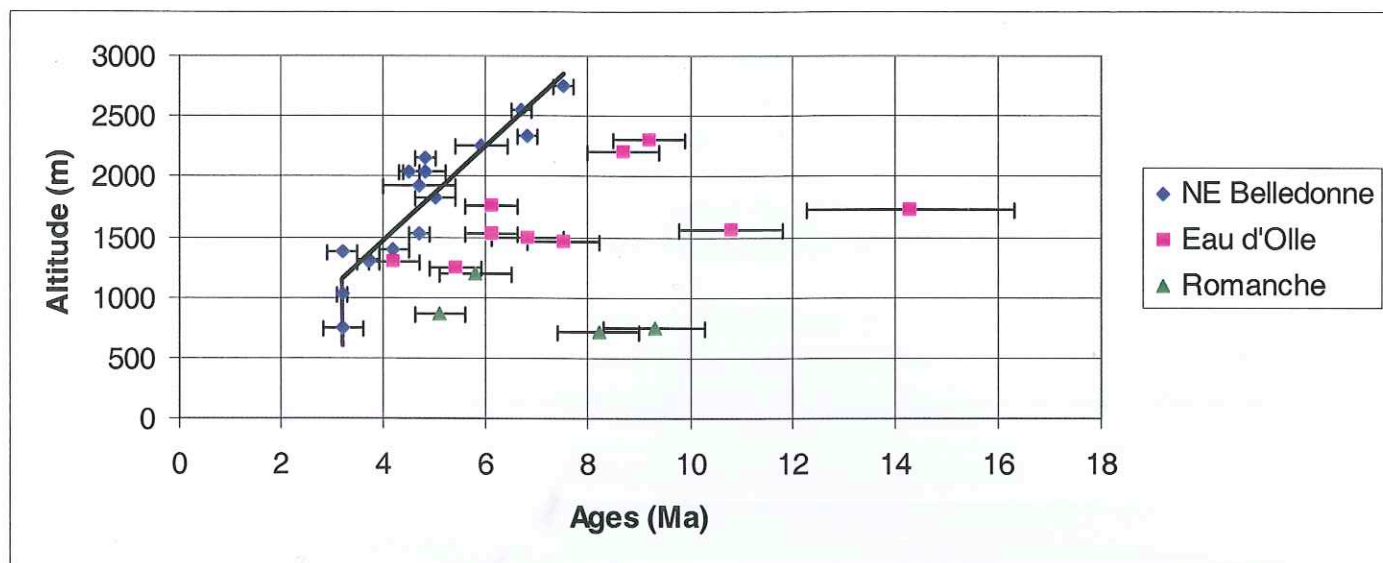


Figure II-7 : Distribution des âges TF apparents sur apatite en fonction de l'altitude pour les échantillons du Nord-Est de Belledonne, de la vallée de l'Eau d'Olle et de la vallée de la Romanche.

Cette courbe rappelle la courbe de décroissance de l'âge avec l'augmentation de la température de la figure II-3. Les points situés sur la droite entre 8 et 3 Ma seraient des échantillons de l'ancienne zone de rétention partielle retrouvée en surface et partiellement dénudée. Le point de brisure à 3 Ma correspond à la base de cette paléo-ZRP où il régnait une température de l'ordre de 120°C. En 3 Ma d'années, ce point se retrouve exhumé à une altitude d'environ 1100-1200m d'altitude. Ce point d'inflexion correspond à une accélération de la dénudation à 3 Ma (cf. figure II-5).

D'après le flux thermique de 70mW/m² dans les Alpes [Della Vedova *et al.*, 1995], on peut considérer un gradient géothermique de 25°C/km, supposé constant pendant tout l'épisode de refroidissement. L'épaisseur de matériel ainsi érodé est d'environ 6 km ; ceci correspond à la fois à la totalité de la couverture et en partie au socle métamorphique.

La corrélation âges-altitudes pour les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle est beaucoup moins marquée : les échantillons DP102, DP104 et DP105, situés sur la rive gauche de la vallée et à l'Est de la coupe principale nord-sud, ne montrent pas de croissance régulière avec l'altitude. Ces échantillons présentent un affaissement de 600m par rapport aux points les plus élevés situés sur le même versant.

Les autres échantillons se positionnent sur une droite parallèle à la droite, entre 8 et 3 Ma, des échantillons du Nord-Est de Belledonne. Ces points correspondent à des échantillons présents dans la paléo-ZRP de la vallée de l'Eau d'Olle. Entre ces deux secteurs d'études, la différence de dénudation totale est de 900m.

Dans la vallée de la Romanche, étant donné le nombre faible de prélèvements étudiés et les distances importantes qui les séparent, les interprétations que nous pouvons donner sont limitées. Nous remarquons sur la figure II-7, l'absence de corrélation des âges apparents TF avec l'altitude. Par analogie avec les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle, nous pouvons donner l'hypothèse d'un affaissement du versant de la vallée.

Ces résultats montrent la complexité de l'histoire du refroidissement du massif de Belledonne. Il semblerait que la dénudation du massif de Belledonne ait commencé au Miocène supérieur (il y a environ 14 Ma) [Soom, 1990] avec des différences de dénudation totale selon les secteurs. La dénudation totale trouvée au Nord-Est de Belledonne est de l'ordre de 6 km, supérieure d'environ 900m à la dénudation de la vallée de l'Eau d'Olle. Le manque d'indication sur les longueurs de traces confinées ne nous permet pas de fournir les taux de dénudation régnant dans les différentes zones étudiées. Ceci suggère l'existence, dans ce massif, d'une tectonique de blocs, avec des compartiments plus ou moins surélevés les uns par rapport aux autres.

De plus, l'analyse des traces de fission dans les apatites du massif de Belledonne et de ses alentours a également permis de mettre en évidence un événement à 3 Ma. Cet événement correspond à une accélération de la dénudation dont on ne connaît pas encore l'origine à l'heure actuelle.

b- Le massif du Pelvoux

Les échantillons du massif du Pelvoux et de sa couverture sédimentaire ont été datés par la méthode du détecteur externe [Seward *et al.*, 1999]. Les âges obtenus sur apatite sont compris entre 3.3 ± 0.7 et 14.7 ± 4.6 Ma (cf. tableau II-E).

Echantillons	Formations	Altitude (m)	Phase minérale	Age apparent +/- 2 σ (Ma)
91P.1	Amphibolites	942	Apatite	6,6 +/- 1,6
91P.3	Amphibolites	1020	Apatite	3,5 +/- 0,8
JB60	Migmatites	1588	Apatite	7,4 +/- 1,2
JB79	Migmatites	1445	Apatite	8,0 +/- 1,2
JB80	Migmatites	1755	Apatite	4,7 +/- 1,0
Jas Roux 1	Migmatites	2100	Apatite	10,9 +/- 1,0
Jas Roux 2	Migmatites	1500	Apatite	6,9 +/- 2,4
91P.5	Migmatites	1030	Apatite	3,3 +/- 0,7
91P.6	Migmatites	1033	Apatite	3,4 +/- 0,7
91P.9	Granites du Pelvoux	1200	Apatite	3,6 +/- 1,2
94P.17	Granites du Pelvoux	2120	Apatite	9,9 +/- 2,0
JB13	Granites du Pelvoux	1408	Apatite	4,0 +/- 1,0
94/9f	Grès du Champsaur	2065	Apatite	14,7 +/- 4,6
94P.10	Grès du Champsaur	1650	Apatite	6,3 +/- 1,4
94/12	Grès du Champsaur	1270	Apatite	12,1 +/- 1,6
94/21	Grès du Champsaur	1290	Apatite	9,2 +/- 1,6
94/25	Grès du Champsaur	1620	Apatite	7,2 +/- 1,2
94/33b	Grès du Champsaur	2180	Apatite	11,6 +/- 1,2
F91P.6	Migmatites	1033	Zircon	38,4 +/- 6,2
F91P.9	Granites du Pelvoux	1400	Zircon	80,8 +/- 15,2
94/33b	Grès du Champsaur	2180	Zircon	159 +/- 40
94/25	Grès du Champsaur	1620	Zircon	125 +/- 36
94/12	Grès du Champsaur	1270	Zircon	128 +/- 82

Tableau II-E: Ages apparents TF sur apatite et zircon des échantillons du massif du Pelvoux. [Seward *et al.*, 1999].

L'analyse des longueurs des traces confinées a fourni des longueurs moyennes comprises entre 13 μm et 14.3 μm pour l'ensemble des échantillons. Ces longueurs impliquent un refroidissement relativement rapide si l'on prend en compte la durée totale du phénomène.

Echantillons	Ns	Ls $\pm 1\sigma$ (μm)	Age apparent $\pm 2\sigma$ (Ma)
91P.1	20	14,25 \pm 0,22	6,6 \pm 1,6
91P.3	--	--	3,5 \pm 0,8
JB60	100	13,32 \pm 0,17	7,4 \pm 1,2
JB79	46	14 \pm 0,29	8,0 \pm 1,2
JB80	10	13,98 \pm 0,44	4,7 \pm 1,0
Jas Roux 1	74	13,54 \pm 0,16	10,9 \pm 1,0
Jas Roux 2	--	--	6,9 \pm 2,4
91P.5	--	--	3,3 \pm 0,7
91P.6	--	--	3,4 \pm 0,7
91P.9	19	13,66 \pm 0,43	3,6 \pm 1,2
94P.17	21	13,06 \pm 0,27	9,9 \pm 2,0
JB13	33	13,38 \pm 0,29	4,0 \pm 1,0
94/9f	32	13,73 \pm 0,33	14,7 \pm 4,6
94P.10	32	12,98 \pm 0,32	6,3 \pm 1,4
94/12	43	13,43 \pm 0,25	12,1 \pm 1,6
94/21	44	13,23 \pm 0,2	9,2 \pm 1,6
94/25	--	--	7,2 \pm 1,2
94/33b	66	13,59 \pm 0,17	11,6 \pm 1,2

Tableau II-F: Longueurs confinées moyennes des traces de fission spontanées dans les apatites des échantillons du Pelvoux. Ns et Ls sont respectivement le nombre de traces confinées mesurées et la longueur moyenne de ces traces.

Dans la figure II-8, tous les âges apparents des échantillons du socle ne sont pas corrélables avec l'altitude : certains échantillons présentent un affaissement par rapport au profil moyen que nous avons tracé. Cet affaissement est compris entre 600m pour les échantillons JB60, JB79 et Jas Roux 2 et plus de 1000m par rapport à 91P.1. Ces effondrements sont occasionnés par les failles normales qui découpent le socle du Pelvoux.

Le profil des âges apparents en fonction de l'altitude présente, comme au Nord-Est de Belledonne, un point d'inflexion à environ 5 Ma conséquence d'une accélération du refroidissement.

Sur cette courbe, nous remarquons que les échantillons inférieurs à 5 Ma sont des échantillons prélevés vers le cœur du massif, tandis que les autres proviennent de la périphérie. En 5 Ma, la base de l'ancienne zone de rétention partielle des traces se retrouve à une altitude de 2000m. Pour un gradient géothermique constant de 25°C/km, la dénudation du Pelvoux est de l'ordre de 6.8km.

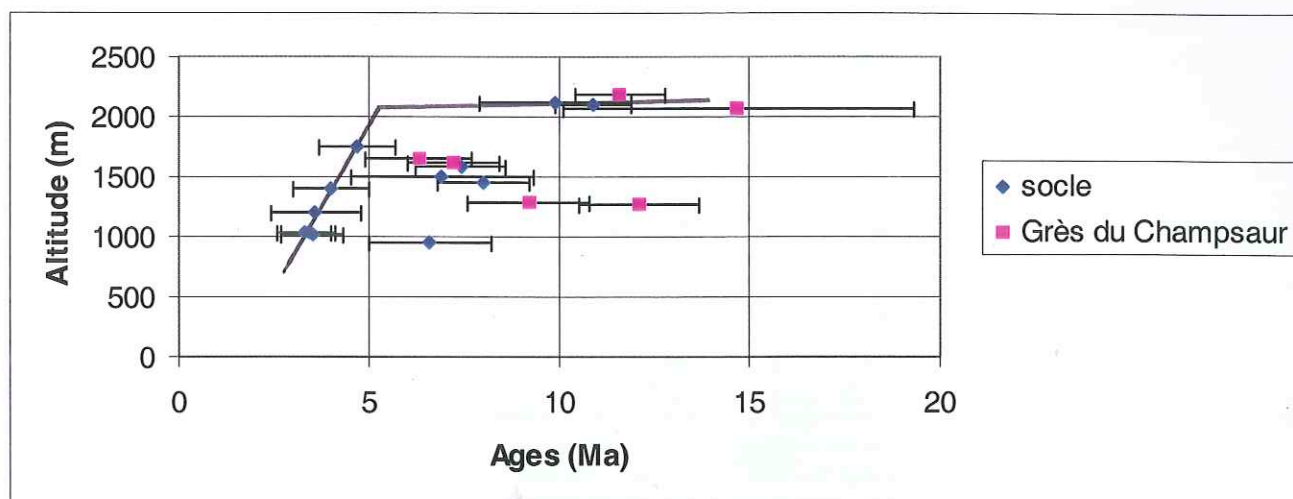


Figure II-8: Distribution des âges apparents TF sur apatite en fonction de l'altitude dans le massif du Pelvoux (données de Seward *et al.*, 1999).

D'après l'analyse des longueurs de traces, Seward *et al.* (1999) ont démontré que les échantillons étaient enfouis, il y a moins de 34 Ma, à des températures supérieures à 120°C mais inférieures à 200°C à partir respectivement des traces confinées dans les apatites et dans les zircons. Ceci implique une dénudation comprise entre 5 et 8 km en considérant un gradient géothermique constant de 25°C/km.

Les échantillons prélevés dans les grès du Champsaur ne présentent pas de corrélation de l'âge avec l'altitude. Leur longueur de traces confinées sont du même ordre de grandeur que les traces confinées correspondant au socle : le refroidissement du socle et des grès du Champsaur sont donc relativement similaires.

Le Pelvoux semble s'exhumer plus rapidement dans le cœur du massif que sur la périphérie où les âges apparents traces de fission sont plus anciens.

Cependant, l'origine de l'accélération du refroidissement et donc de la dénudation à 5 Ma reste inconnue ainsi que les processus tectoniques entraînant le soulèvement récent: chevauchement sur une rampe [Jouanne *et al.*, 1995] et / ou extension tardi-orogénique observée plus au Nord sur le Front Pennique [Seward et Mancktelow, 1994]. Il a été mis en évidence un régime distensif tardi-alpin à actuel qui accompagne le jeu dextre du système faille du Rhône - faille du Simplon [Hubbard & Mancktelow, 1992].

Toutefois, des données sismotectoniques [Sue, 1998] privilégient l'extension tardi-orogénique pour le massif du Pelvoux.

L'extension le long du Front Pennique entraînerait une accélération de l'exhumation du compartiment chevauché (zone dauphinoise et ultradauphinoise) montrant ainsi des âges plus jeunes que dans le compartiment supérieur. Cette hypothèse est confirmée par un échantillonnage effectué en zone briançonnaise dans la région de Briançon [Tricart *et al.*, 2000]. Les deux échantillons, analysés par la méthode du détecteur externe, ont fourni deux âges plus vieux pour des altitudes équivalentes que ceux prélevés par Seward *et al.* (1999): 25.7 ± 2.4 (à 1461m dans le ravin du Fossa sous la mine de la Combarine) et 22.8 ± 1.4 (à 1498m au Nord-Est de Villard Latté) (cf. figure II-9).

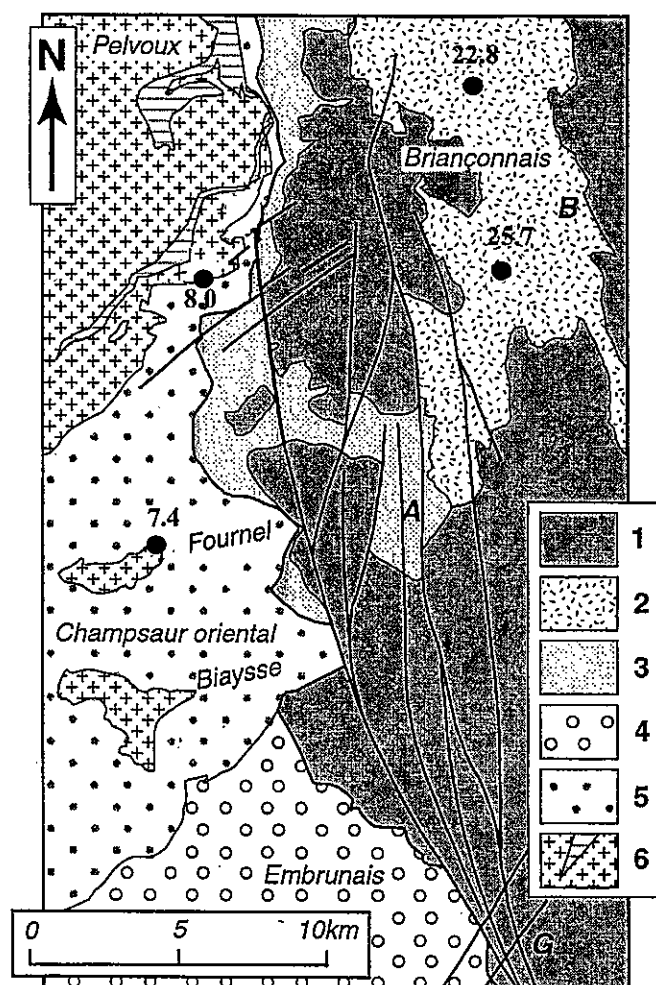


Figure II-9 : Localisation des échantillons TF du Briançonnais et du SE du Pelvoux (âges en Ma), d'après Tricart *et al.*, 2000. (Localisation sur la figure I-2.)

1- Pile des nappes de couverture briançonnaise méso-cénozoïque ; 2- Zone houillère briançonnaise ; 3- Ecaillés subbriançonnaises ; 4- Nappes de Flyschs à Helminthoïdes ; 5- Couverture nummulitique externe (Grès du Champsaur) ; 6- Socle anté-alpin externe et tégument adhérent triasique, avec les principales pincées de Lias.

Le diachronisme de part et d'autre du chevauchement briançonnais frontal (CBF) quasi-confondus avec le Front Pennique peut donc impliquer l'exhumation finale plus récente du compartiment chevauché par dénudation tectonique relativement au compartiment chevauchant et l'inversion du CBF déjà suggérée par les analyses néotectoniques et sismotectoniques [Sue, 1998].

Cette analyse des âges traces de fission a révélée des différences dans la dénudation totale des massifs cristallins. On observe des différences à l'échelle des massifs : la dénudation en Maurienne qui atteint 6 km est supérieure de 900m à la dénudation dans la vallée de l'Eau d'Olle ; mais aussi à plus grande échelle : la dénudation totale du Pelvoux atteint 6.8 km. Cette étude a également mis en évidence une accélération du refroidissement et donc de la dénudation dans les massifs du Pelvoux et de Belledonne, respectivement à 5 et 3 Ma. A l'heure actuelle, on ne connaît pas les causes de cette accélération, mais c'est un événement

généralisé à tous les MCE. En effet, des analyses par la méthode des traces de fission dans le massif du Mont Blanc [Seward & Mancktelow, 1994] et dans le massif de l'Argentera-Mercantour [Mansour, 1991] ont également mis en évidence ce phénomène vers 3 Ma.

La technique de datation par traces de fission, qui fournit une évolution thermotectonique, est une bonne méthode pour confirmer les idées avancées sur l'histoire des MCE mais elle nécessite un réseau de prélèvements dense. Les limites de cette méthode sont en effet très vite atteintes pour des échantillonnages éparses (*e.g.* vallée de la Romanche).

III- Etude morphologique des massifs de Belledonne et du Pelvoux

Nous allons, dans cette troisième partie, étudier les processus à l'origine du développement du relief enregistrés par les marqueurs morphologiques.

Ces études morphologiques ont été effectuées à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT), d'une résolution horizontale de 50m, fabriqué par l'IGN à partir de cartes topographiques digitalisées, et du logiciel ARC/INFO.

Ce logiciel fait partie des systèmes d'information géographique (SIG) développés par l'ESRI (Environmental Systems Research Institute). Il dispose d'une grande quantité de fonctions d'analyses de données géographiques construites autour d'un système de gestion de base de données.

A- Méthodologie

Toutes les lithologies n'ont pas le même comportement face à l'érosion: une roche très indurée ne s'érode pas aussi facilement qu'une roche plus tendre. L'objet de cette étude est de caractériser les effets de la lithologie sur l'érosion des surfaces topographiques.

Dans notre cas, nous voulions observer les distributions des pentes en fonction de la lithologie. Pour se faire, nous avons digitalisé les grands ensembles lithologiques ayant les mêmes réponses face à l'incision sous ARC/INFO à partir des cartes géologiques au 250000^{ème} de Lyon, Annecy, Valence et Gap. Ces limites lithologiques ont été obtenues à partir d'une analyse qualitative des formations face à l'incision. Nous avons ainsi obtenu une grille composée de 9 groupements différents (cf. figure III-1):

- les granites et amphibolites
- la Série Satinée du rameau externe de Belledonne
- les chloritoschistes
- les kératophyres (roches magmatiques effusives)
- les conglomérats métamorphiques du Taillefer
- les calcaires marneux du Lias inférieur
- les marnes du Lias supérieur et le Lias indifférencié
- les calcaires marneux du Jurassique moyen
- les flyschs

Il est à noter que nous avons également digitalisé les remplissages quaternaires (alluvions fluviales et moraines glaciaires) afin de nous affranchir des faibles pentes dont ils font l'objet et qui pourraient entraîner une modification parfois importante des courbes de distribution. La vallée de Bourg d'Oisans forme en effet un replat au milieu de la formation liasique visible sur la figure III-1.

Nous avons ensuite attribué une "table" à la grille obtenue, c'est à dire que nous avons fourni une valeur (de 1 à 9) à chaque grand groupe lithologique. Puis à l'aide d'un programme, nous avons analysé les pentes de chaque ensemble lithologique, les uns après les autres, afin d'obtenir leur distribution. Lors de l'analyse d'une lithologie particulière comme par exemple les granites (cf. figure III-2), le programme permet de fournir une valeur nulle (no data) aux autres lithologies dont le quaternaire qui ne seront donc pas pris en compte dans la distribution des pentes dans les granites.

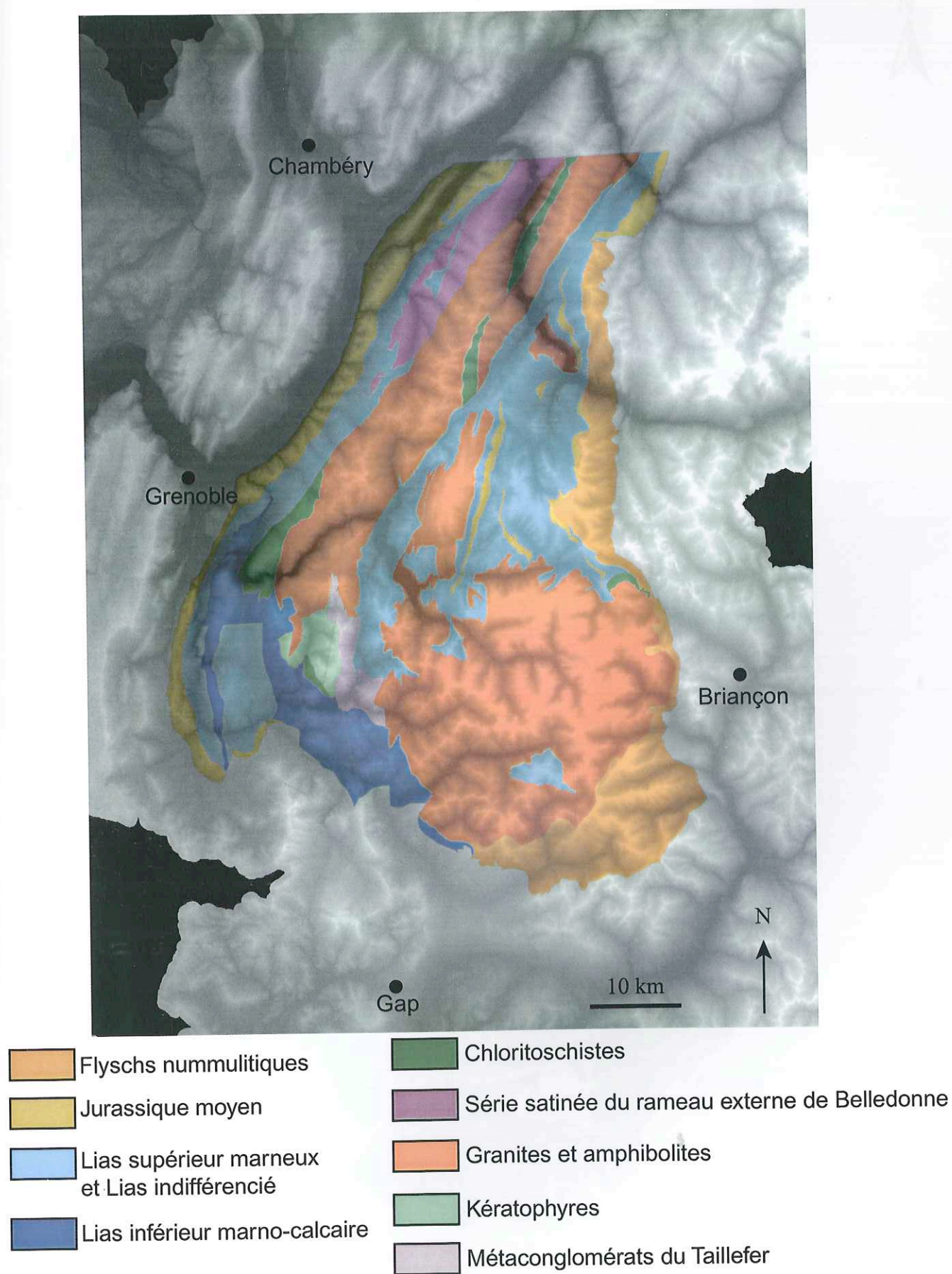


Figure III-1: Carte des lithologies simplifiée sur le MNT.

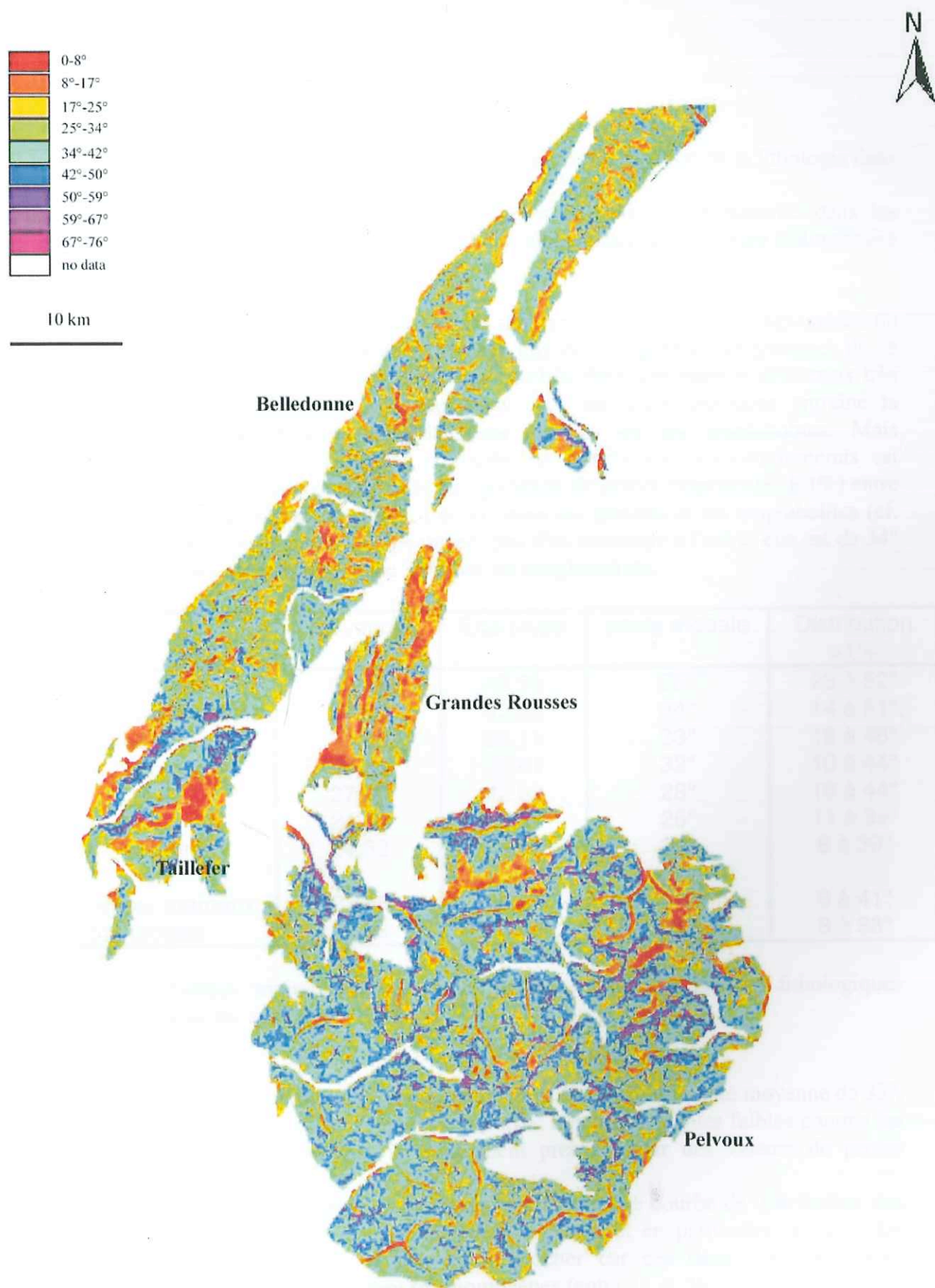


Figure III-2 : Distribution des pentes dans l'ensemble lithologique des granites et amphibolites des MCE dauphinois.

B- Résultats

1- Différences lithologiques

La figure III-3 donne les différents histogrammes des pentes en fonction de la lithologie dans les massifs de Belledonne et du Pelvoux.

D'un point de vue général, les pentes les plus fortes se trouvent en majorité dans les lithologies constituant le socle et les pentes les plus faibles dans la couverture sédimentaire enveloppant les massifs.

De manière plus précise, les pentes les plus raides sont rencontrées dans les conglomérats du Taillefer. Ces conglomérats ont été métamorphisés lors de l'orogénèse hercynienne: ils se présentent sous la forme de gros blocs de gneiss enrobés dans une matrice désormais très indurée. Les incisions qui se sont produites dans cette formation ont donc entraîné la formation de pentes abruptes comme dans les granites ou les amphibolites. Mais contrairement à ce deuxième ensemble, la courbe de distribution des conglomérats est beaucoup plus resserrée: nous avons en effet un maximum de pentes (supérieures à 1%) entre 23 et 52° pour les conglomérats et entre 14 et 51° pour les granites et les amphibolites (cf. tableau III-A). Cependant, la pente modale diffère peu d'un ensemble à l'autre: elle est de 34° pour les granites et les amphibolites et de 36° pour les conglomérats.

	Moyenne	Ecart-type	pente modale	Distribution >1%
Métaconglomérats	36,68	40,39	36°	23 à 52°
Granites et amphibolites	32,68	43,35	34°	14 à 51°
Kératophyres	32,56	38,11	33°	19 à 48°
Chloritoschistes	28,55	36,41	32°	10 à 44°
Flyschs	27,97	42,83	28°	10 à 44°
Série satinée	24,83	33,55	25°	11 à 39°
Lias inférieur marno-calcaire	24,32	32,97	32°	6 à 39°
Lias supérieur marneux	23,96	40,55	25°	6 à 41°
Jurassique moyen	21,93	37,09	24°	3 à 38°

Tableau III-A: Tableau récapitulatif des pentes dans les différents groupes lithologiques digitalisés (voir aussi les annexes).

Les kératophyres ont un maximum de pentes entre 19 et 48° avec une pente moyenne de 33°. L'histogramme possède une courbe assez resserrée avec très peu de pentes faibles comme les métaconglomérats (les deux courbes se confondent presque pour des valeurs de pentes inférieures à 15°).

La Série Satinée du rameau externe de Belledonne présente une courbe de distribution des pentes très différente des autres courbes associées au socle et en particulier de celle des chloritoschistes dont elle devrait le plus se rapprocher car ces deux lithologies sont pratiquement les mêmes. Les pentes sont très homogènes (entre 11 et 39°) et n'atteignent pas de fortes valeurs. Les pentes élevées mesurées dans les chloritoschistes sont beaucoup plus nombreuses. La pente modale est de 32° dans les chloritoschistes contre seulement 25° pour la Série Satinée.

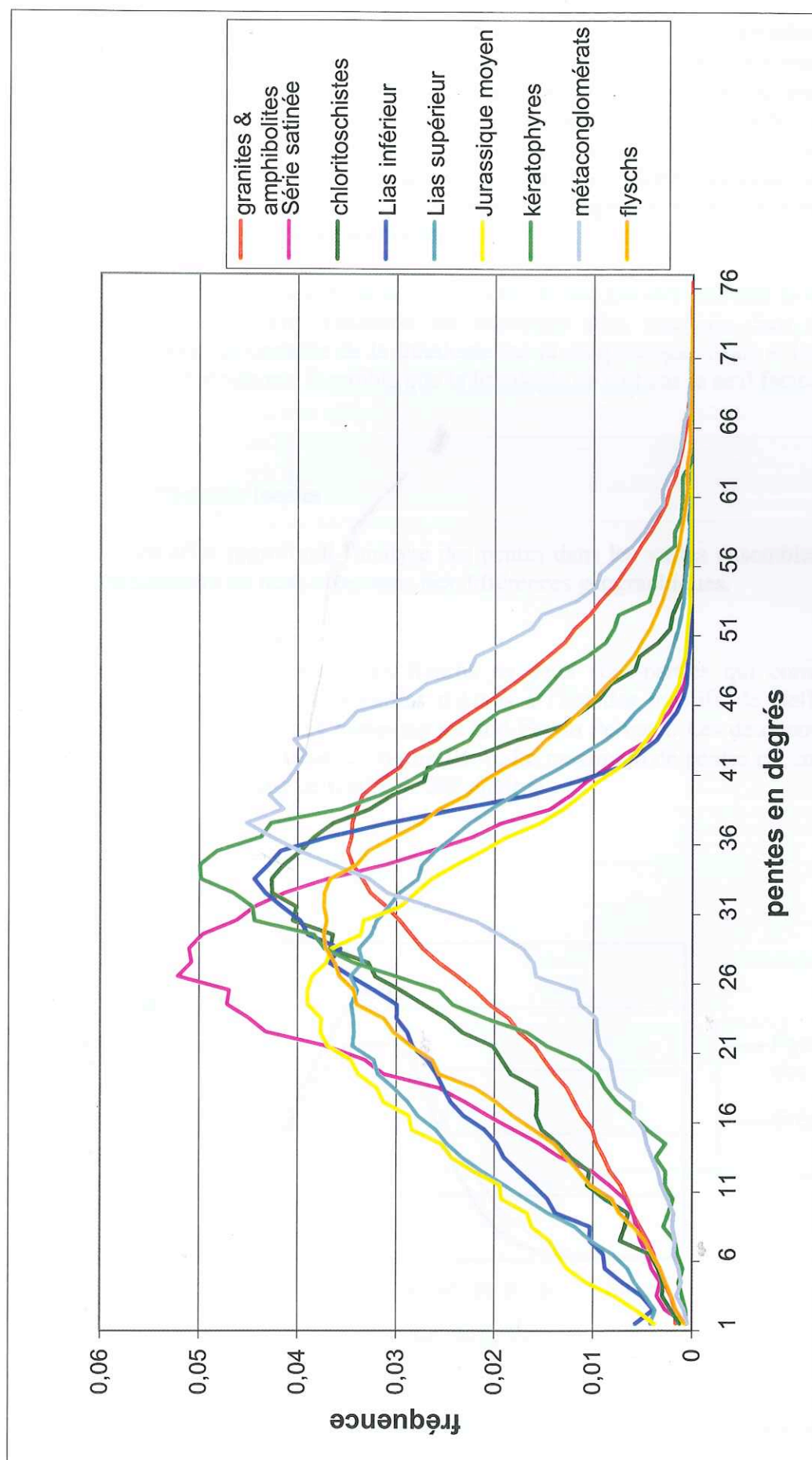


Figure III-3 : Histogrammes des pentes dans les MCE et leur couverture sédimentaire.

Histogrammes des pentes dans les MCE et leur couverture sédimentaire.

L'essentiel des pentes les plus faibles se rencontrent dans les marnes calcaires du Jurassique moyen et du Lias inférieur et les marnes du Lias supérieur. Dans la partie croissante de leur courbe qui correspond aux pentes inférieures à environ 25° , les trois formations se distinguent peu. Cela peut venir du fait que les teneurs de chaque formation en carbonates sont assez proches les unes des autres n'entraînant pas de grandes variations face à l'incision. De plus, la formation liasique n'a pas toujours été différenciée en Lias inférieur et Lias supérieur sur les cartes géologiques: ces zones indifférenciées ont été regroupées avec le Lias marneux supérieur pouvant induire des artefacts dans les courbes.

A la suite du soulèvement des massifs, les rivières et les glaciers incisent le relief selon les lithologies qu'ils rencontrent: l'incision est beaucoup plus marquée dans les formations indurées. Il y a donc un contrôle de la lithologie sur la morphologie. Mais si l'on regarde plus en détail certaines formations, il semble que la lithologie ne soit pas le seul facteur à prendre en compte.

2- Différences locales

Nous avons en effet approfondi l'analyse des pentes dans les vastes ensembles lithologiques définis antérieurement où nous observons des différences géographiques.

- La couverture allochtone:

Nous avons subdivisé l'ensemble des flyschs en deux sous-parties qui correspondent aux flyschs ultra-helvétiques et des Aiguilles d'Arves à l'Est des massifs de Belledonne et des Grandes Rousses et les grès du Champsaur au Sud-Est du Pelvoux. Les deux courbes obtenues présentent de grandes similitudes (cf. figure III-4). Le maximum de pentes est compris entre 10° et 46° avec une pente modale de l'ordre de 30° environ.

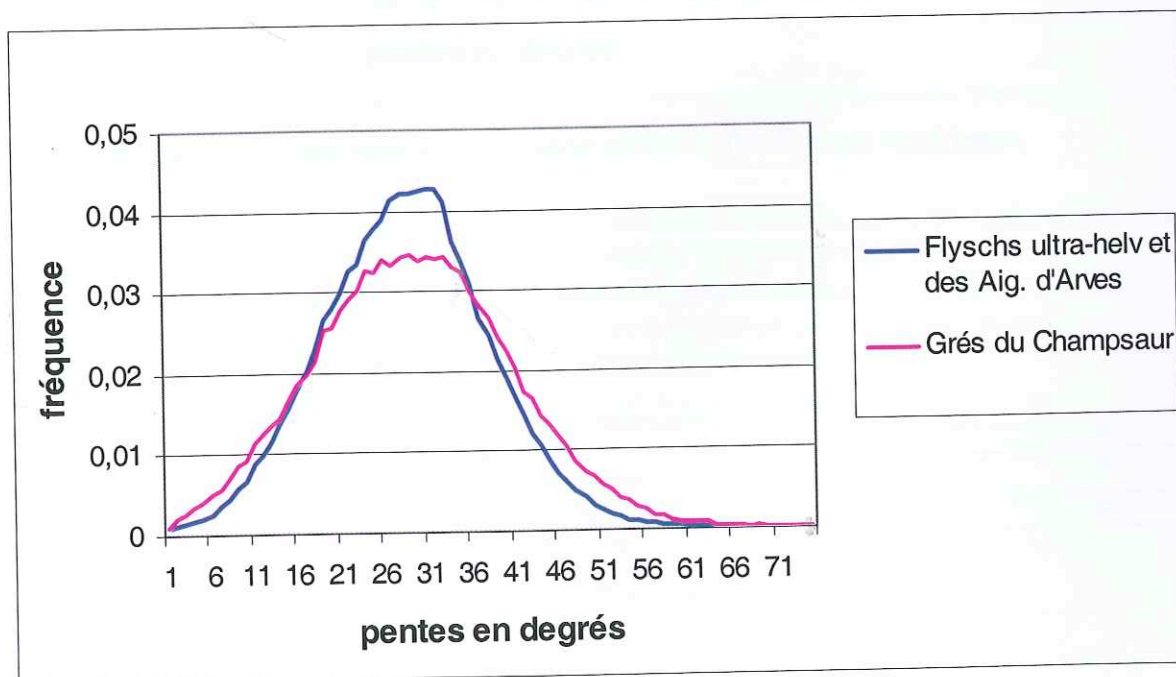


Figure III-4: Histogrammes des pentes dans les flyschs ultra-helvétiques et des Aiguilles d'Arves et les grès du Champsaur.

- La couverture autochtone:

Mais les subdivisions faites dans la couverture autochtone présentent des histogrammes très différents selon les régions analysées. Le Lias supérieur et le Jurassique moyen ont chacun été divisés en deux ensembles: un premier ensemble constituant les collines bordières de Belledonne à l'Ouest du massif et un deuxième secteur, plus important au point de vue de la superficie, situé en position "interne" par rapport au socle (bassin de Bourg d'Oisans, vallée de la Maurienne).

Sur les histogrammes des figures III-5 et III-6, on s'aperçoit que la couverture située à l'Ouest de Belledonne (collines bordières) possède des valeurs de pentes moins élevées qu'à l'Est.

Dans le Lias supérieur où ceci est le plus marqué, les pentes comprises entre une trentaine et une cinquantaine de degrés sont jusqu'à trois fois plus importantes. Cette tendance s'inverse pour les pentes inférieures à 20°.

Pour la série sédimentaire du Jurassique moyen, cette différence de fréquence pour une pente donnée entre les deux régions est moins importante mais suit le même schéma: les pentes inférieures à 26° sont plus importantes à l'Ouest tandis qu'au delà de 26°, les pentes les plus fortes se situent en position "interne".

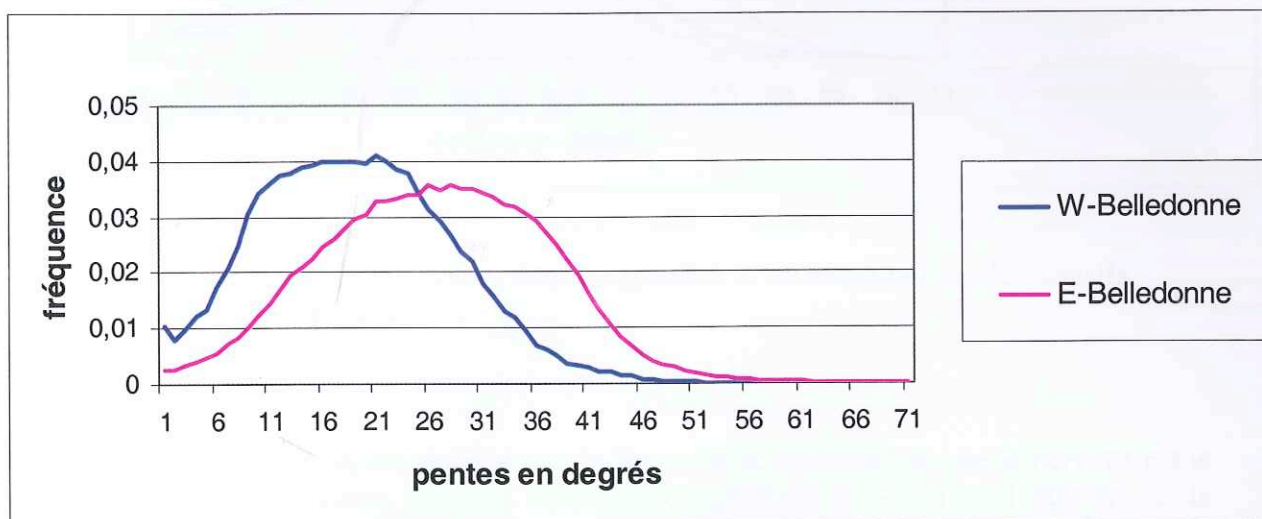


Figure III-5: Histogrammes des pentes dans la série sédimentaire liasique supérieure.

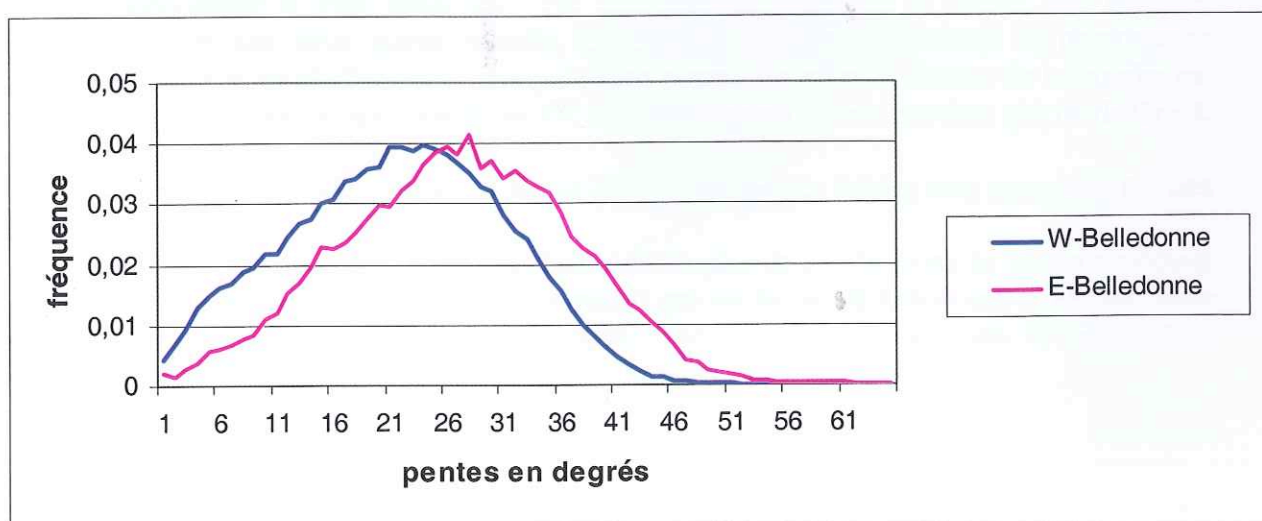


Figure III-6: histogrammes des pentes dans le Jurassique moyen.

- Le socle cristallin:

En ce qui concerne le socle, des subdivisions ont été effectuées selon les trois massifs (Belledonne, Grandes Rousses et Pelvoux) de la région étudiée pour la formation granitique et amphibolitique (cf. figure III-7).

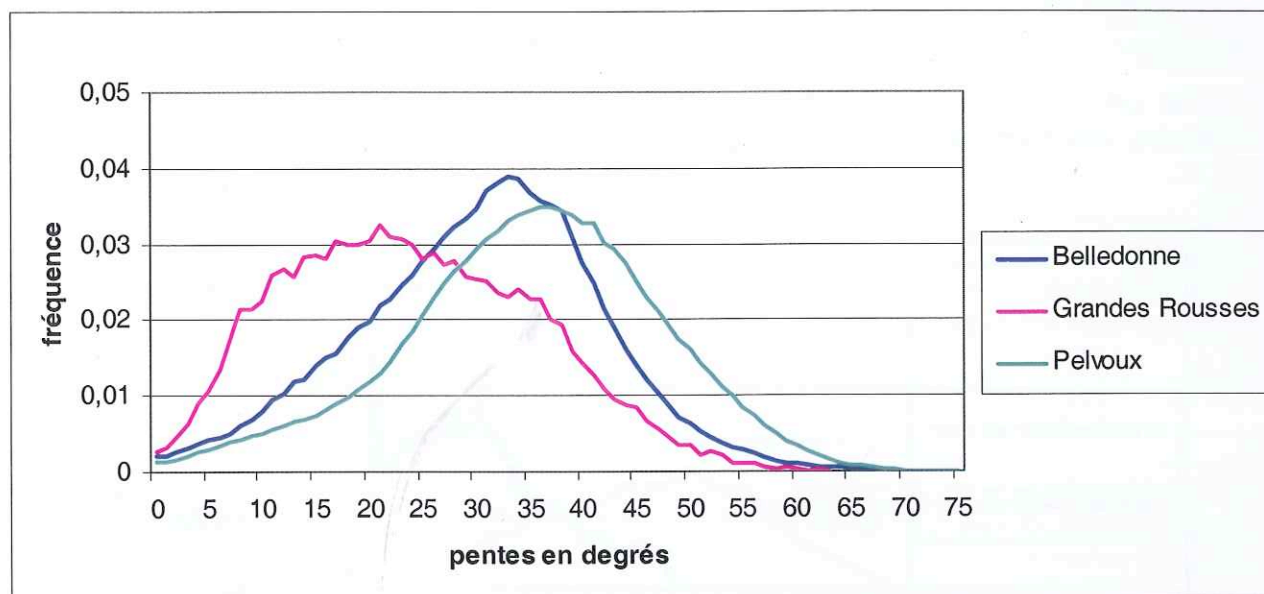


Figure III-7: Histogrammes des pentes dans les granites et les amphibolites des massifs cristallins externes dauphinois.

Sur ces histogrammes de pentes ainsi que sur la figure III-2, on s'aperçoit que le Pelvoux est le massif qui possède les pentes les plus raides. Ceci reste en accord avec l'incision de la couverture sédimentaire jurassique où les pentes les plus abruptes se trouvent au Nord de ce massif.

Mais le phénomène le plus intéressant que l'on observe concerne le massif des Grandes Rousses: comparé aux deux autres massifs, les Grandes Rousses présentent de nombreuses pentes très faibles et se révèlent être anormalement plates. En effet, la forme de la courbe est très large: les pentes comprises entre 8° et 37° ont des fréquences très proches qui ne diffèrent, au maximum, que d'environ 1%.

Ceci s'observe également très bien sur la figure III-2 où les pentes faibles sont marquées par des couleurs rouge-orangé.

Le relief est important avec une différence d'altitude de plus de 2700m entre le bassin de Bourg d'Oisans vers 700m et le point culminant du massif qui est le pic de l'Etendard à 3468m. Bien que les Grandes Rousses soient un massif élevé, l'incision n'a pas façonnée la topographie comme dans les autres massifs.

C- Interprétations

Les chaînes de montagnes tectoniquement actives enregistrent la surrection dont elles font l'objet et la répercute sur leur morphologie par le biais de l'érosion *s.l.*. Les lithologies contrôlent ce réajustement topographique: nous avons mis en évidence que l'incision était marquée par des pentes raides dans les formations constituant le socle et des pentes plus faibles dans la couverture sédimentaire mésozoïque, avec des différences locales.

Dans la couverture sédimentaire des massifs cristallins dauphinois, les pentes les plus raides (cf. figures III-5 et III-6) se situent en zone "interne", région présentant les plus fortes altitudes (cf. figures III-8 et III-9).

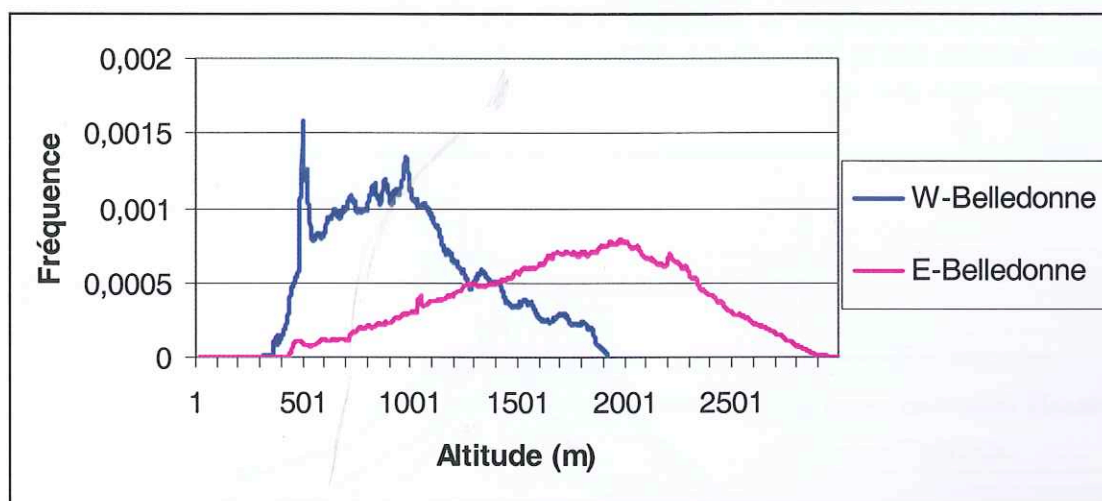


Figure III-8: Courbes hypsométriques de la série liasique supérieure.

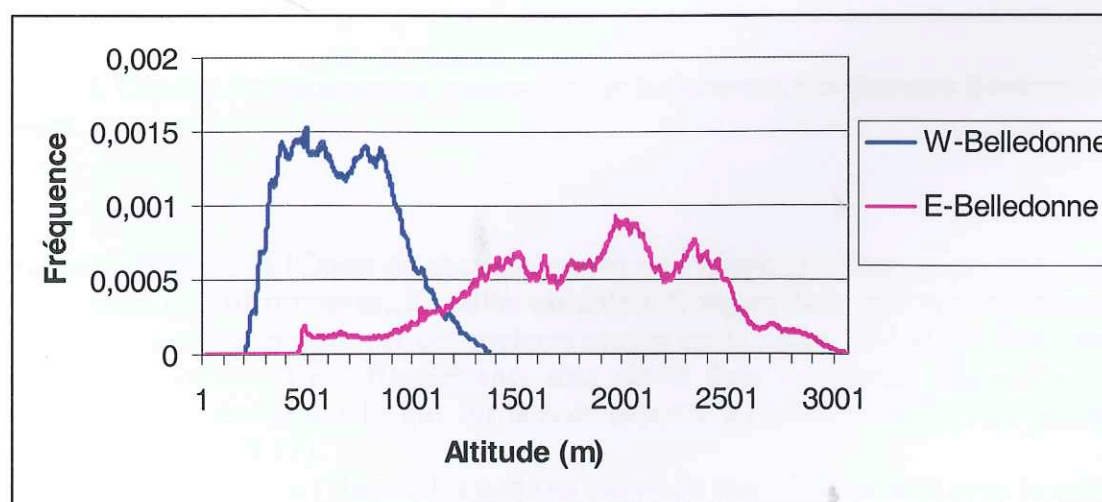


Figure III-9: Courbes hypsométriques dans la couverture jurassique moyenne.

L'altitude moyenne du Lias supérieur (cf. figure III-8) est de 1739m à l'Est et n'atteint que 973m du côté de la vallée de l'Isère. Le Jurassique moyen (cf. figure III-9) dans les vallées de

Bourg d'Oisans et de la Maurienne donne une altitude moyenne proche de celle du Lias (1823m) mais plus faible sur les collines bordières (658m).

D'après ces courbes hypsométriques, la couverture sédimentaire située en domaine interne présente un soulèvement plus important que celle formant les collines bordières de Belledonne.

Par contre, les Grandes Rousses, qui ont été soulevées à des altitudes supérieures à 3000m, ne présentent pas de fortes pentes. Sur la courbe hypsométrique de ce massif (cf. figure III-10), les deux pics représentent deux plateaux très bien préservés, situés à l'Ouest du chevauchement de l'Herpie.

En effet, le toit du socle a, en grande partie, été préservé de l'érosion ce qui explique la faible différence de fréquence sur l'ensemble des pentes. La présence de la formation triasique reposant en discordance sur le socle fournit un marqueur de la préservation du toit du socle. Le Trias quartzique basal forme une pellicule très fine et régulière, se distinguant très peu du socle hercynien; les dolomies rouges qui reposent sur ces grès ont donc été prises comme référence pour le Trias.

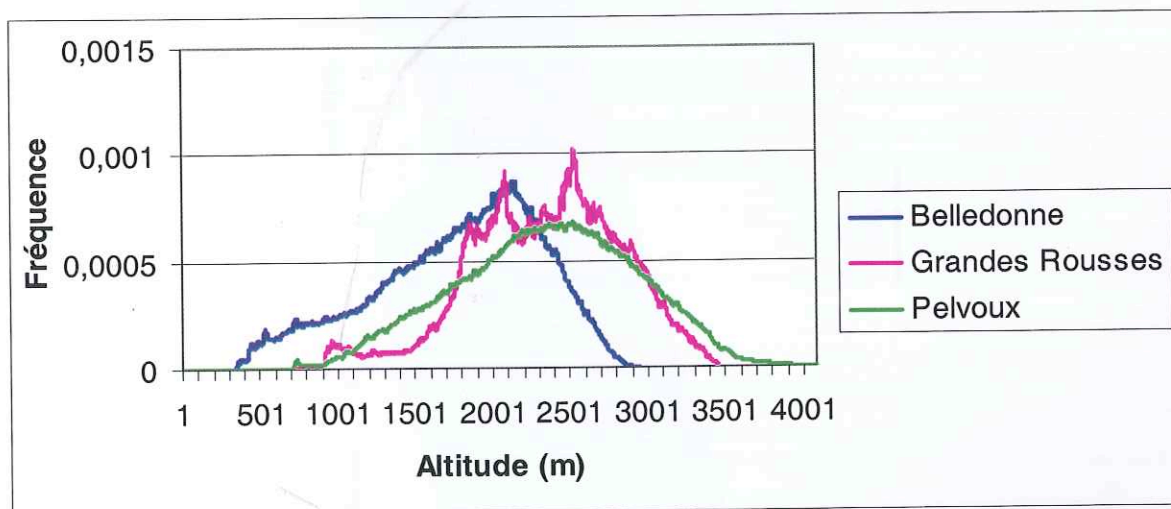


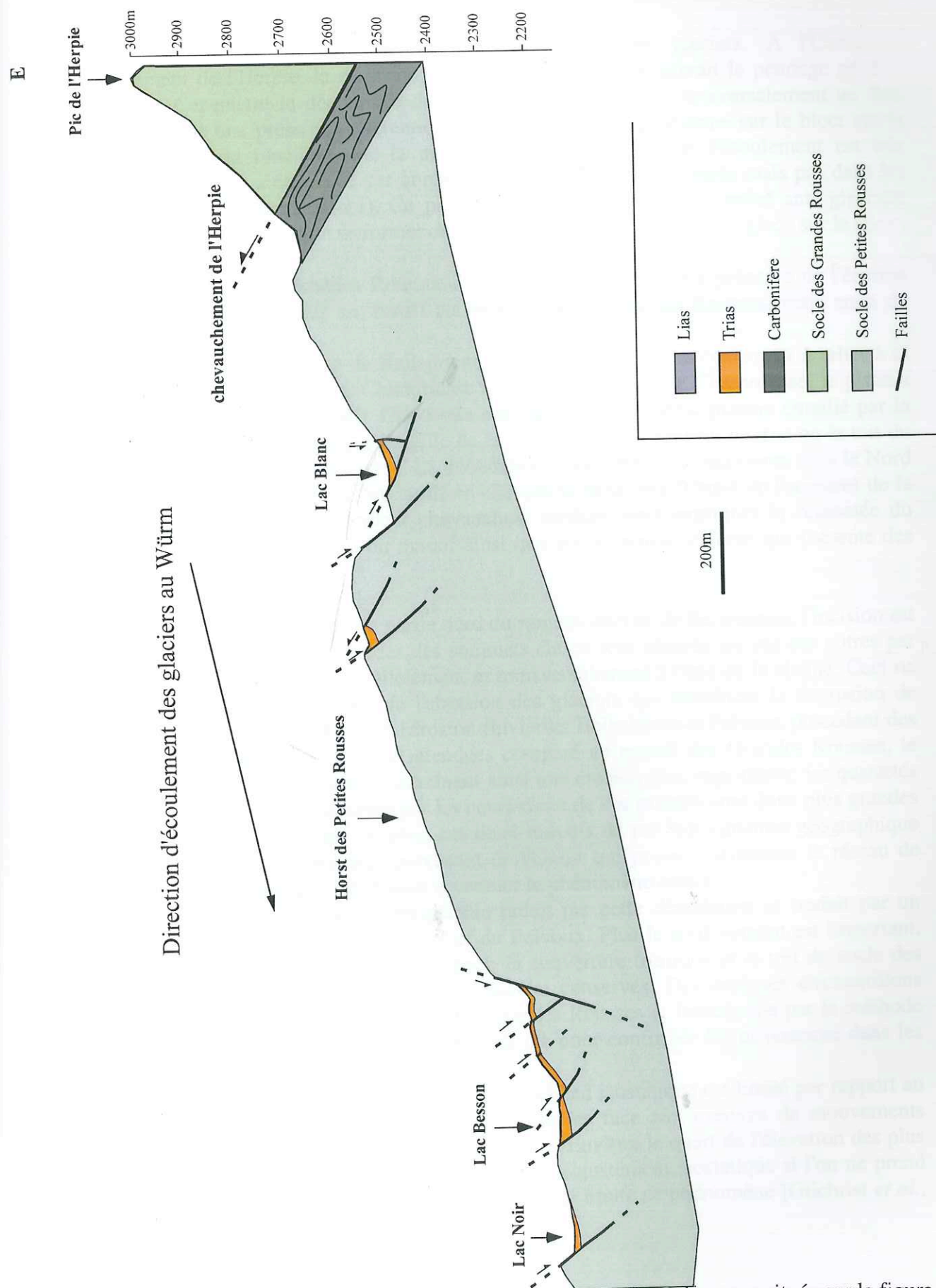
Figure III-10: Courbes hypsométriques des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux.

Sur les Petites Rousses à l'Ouest du chevauchement de l'Herpie, le Trias se présente sous la forme de nombreux affleurements, de taille variable (cf. figure I-4), qui correspondent aux zones de faibles pentes marquées par des couleurs rouges sur la figure III-2 et aux deux pics de la courbe hypsométrique. Ces affleurements sont situés dans les parties basses des blocs basculés, en position abritée, tandis que sur la zone exposée à l'érosion, le Trias est peu épais, voire absent (cf. figure III-11).

A l'Est du chevauchement de l'Herpie, les portions plates du massif coïncident avec la présence de glaciers comme dans le Nord du massif du Pelvoux (glaciers du Mont de Lans et de la Girose) et l'Est (glacier Blanc, glaciers du pic de Neige Cordier...).

Pour comprendre pourquoi des formations telles que le Trias et donc le toit du socle ont été préservées dans un massif aussi élevé, il faut se replacer au Pléistocène.

Durant la période glaciaire du Würm entre 80000 et 10000 ans, les glaciers n'ont pas totalement érodé le Trias recouvrant le socle hercynien. Pour analyser ce phénomène, il est important de



W Figure III-11 : Coupe E-W dans le massif des Petites Rousses (ligne de coupe située sur la figure I-4).

considérer la dynamique régionale des glaciers pendant le Pléistocène dans les Grandes Rousses.

Au Würm, ce massif était entièrement recouvert par les glaciers. A l'Ouest du chevauchement de l'Herpie, la direction d'écoulement du glacier suivait le pendage général vers l'Ouest. Cependant le découpage du socle en blocs basculés transversalement au flux glaciaire entraîne une pression différentielle suivant où l'on se positionne sur le bloc: sur la partie supérieure du bloc basculé, la pression de la glace lors de l'écoulement est très importante et le Trias a été érodé par abrasion ainsi qu'une partie du socle mais pas dans les zones protégées (cf. figure III-11). Ce phénomène nécessite un faible relief anté-glaciaire mais suffisant pour qu'il puisse se former des zones de fortes pressions de la glace sur le socle.

Le socle du massif des Grandes Rousses a donc en grande partie été préservé de l'érosion glaciaire qui reste limitée sur un massif au faible relief comme les Rousses, mais aussi de l'érosion fluviale.

Dans le Sud du rameau interne de Belledonne, des zones plates sont également à relier à la présence de Trias (e.g. Croix de Chamrousse à 2253m, le recoin de Chamrousse, le plateau des lacs du Taillefer vers 2100m). Ces zones correspondent au même plateau entaillé par la Romanche. Elles sont séparées par la faille de la Pra du reste du rameau interne où le toit du socle a très peu, voire pas été préservé. La dénudation a donc été plus importante dans le Nord du rameau interne qu'au Sud. Le jeu tardif en chevauchement vers l'Ouest de l'accident de la Pra (cf. figure I-3), relié à l'accident chevauchant médian, peut expliquer la remontée du rameau interne sur l'extrême sud du massif ainsi que sur le rameau externe qui présente des pentes plus faibles.

En ce qui concerne le Pelvoux et la partie nord du rameau interne de Belledonne, l'incision est caractérisée par des pentes très raides: les sommets élevés sont séparés les uns des autres par de profondes vallées orientées parallèlement et transversalement à l'axe de la chaîne. Ceci ne semble pas être une conséquence de l'abrasion des glaciers qui entraînent la formation de pentes plus modérées mais plutôt de l'érosion fluviale. Belledonne et Pelvoux possédant des superficies beaucoup plus grandes et étendues comparé au massif des Grandes Rousses, le réseau de drainage y est plus dense entraînant ainsi une érosion plus importante; les quantités de sédiments érodés puis transportés par les cours d'eau de ces massifs sont donc plus grandes que pour les Grandes Rousses. De plus, ces deux massifs de par leur situation géographique sont plus exposés aux intempéries provenant de l'Ouest qui peuvent alimenter le réseau de drainage en plus grande quantité et ainsi accentuer le phénomène érosif.

Le réajustement isostatique de la topographie induit par cette dénudation se traduit par un surrection plus importante de Belledonne et du Pelvoux. Plus le soulèvement est important, plus les processus de surface incisent le relief: la couverture triasique et le toit du socle des massifs de Belledonne et du Pelvoux n'ont pas été conservés. Des analyses d'échantillons prélevés selon une coupe Est-Ouest entre les Grandes Rousses et Belledonne par la méthode des traces de fission seraient sans doute nécessaires pour confirmer les différences dans les taux de surrection.

Cependant, le soulèvement passif entraîné par le rebond isostatique est limité par rapport au soulèvement total car les taux d'incision restent faibles face aux mesures de mouvements verticaux occasionnés par un soulèvement tectonique. Environ le quart de l'élévation des plus hauts sommets correspond à une réponse directe au réajustement isostatique si l'on ne prend pas en compte la rigidité flexurale de la lithosphère qui limite ce phénomène [Gilchrist *et al.*, 1994; Small et Anderson, 1998].

Le soulèvement isostatique étant limité, les processus tectoniques sont donc la principale cause de soulèvement dans les massifs de Belledonne et du Pelvoux. En ce qui concerne les causes du soulèvement, Jouanne et Ménard (1994) ont mesuré un taux de soulèvement actuel pour le massif de Belledonne de 1.5mm/an par comparaison de nivellements. Les comparaisons portent sur les profils de nivellement mesurés de 1886 à 1907 (réseau NGF) et de 1965 à 1979 (réseau IGN69). Pour ces auteurs, le soulèvement est principalement dû à des processus tectoniques: ces mouvements verticaux seraient la signature des chevauchements du massif sur le bassin molassique du Jura et l'avant-pays.

Dans la figure III-12a, on observe les structures des failles normales tardives, des chevauchements alpins et des failles normales antérieures. La position des structures profondes a été déterminée d'après des données géophysiques [Ménard et Thouvenot, 1987]. Sous les massifs de Belledonne et du Pelvoux, on note la présence de grands chevauchements (chevauchement du front de Belledonne, synclinal "médian", chevauchement de la Meije, de la Muzelle...). Ce sont d'anciennes failles listriques jurassiques découpant le socle en blocs basculés qui se sont inversées à l'Eocène lors de la tectogenèse alpine [Gillcrist *et al.*, 1987] (cf. figure III-12b).

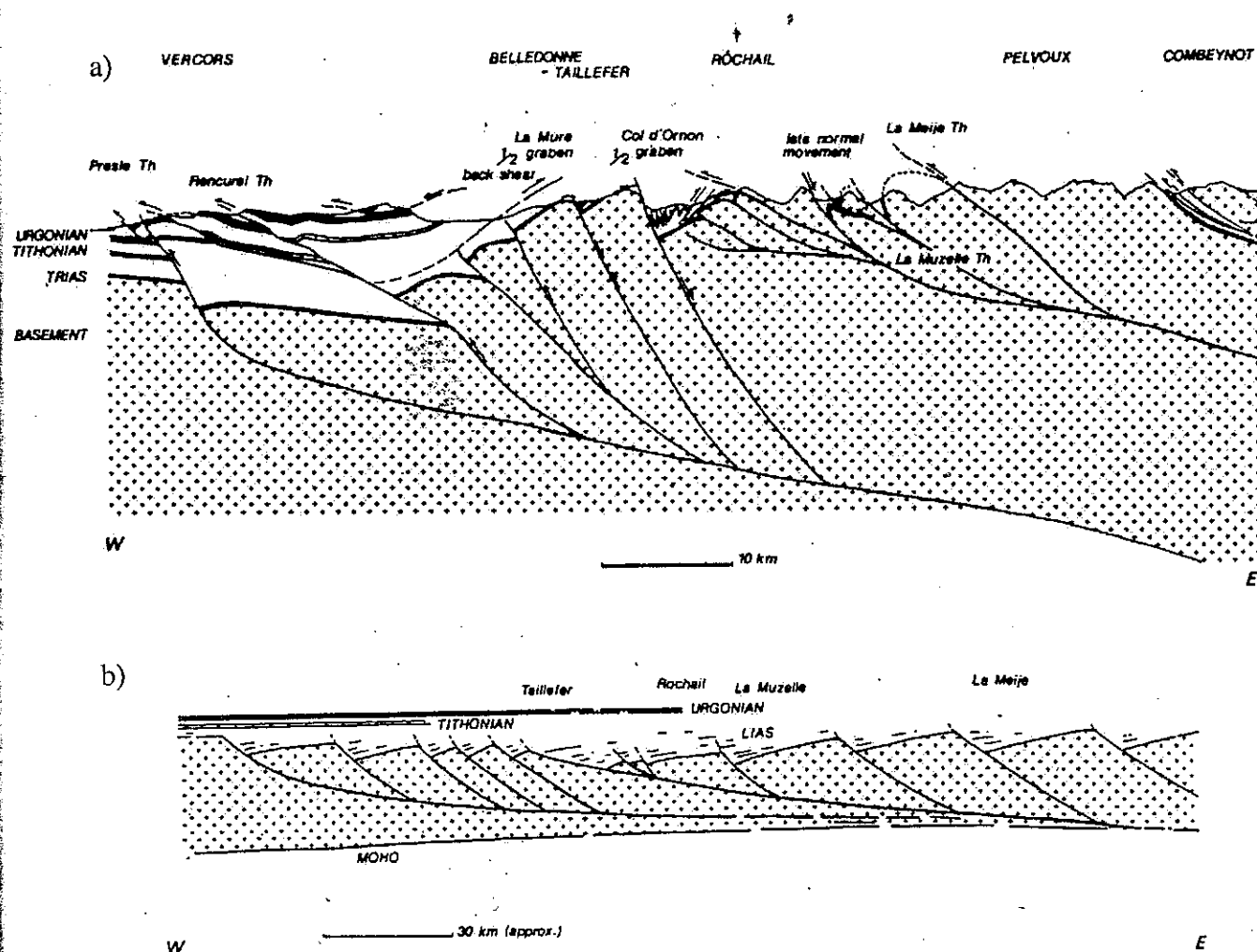


Figure III-12 : a) Coupe à travers le Vercors, l'extrémité sud de Belledonne, le massif du Rochail et du Pelvoux, interprétée à partir de données géophysiques (ligne de coupe située sur la figure I-3) ; b) Coupe schématisée suggérant la géométrie des structures à la fin du Mésozoïque. D'après Gillcrist *et al.* (1987).

Le raccourcissement alpin se traduit par la formation de mouvements horizontaux vers l'Ouest le long de ces chevauchements. Ces déplacements s'accompagnent de mouvements verticaux du socle sur les rampes. Jouanne et Ménard (1994) ont mis en évidence que les tendances régionales au soulèvement étaient étroitement liées avec la position spatiale des rampes de chevauchement.

Les rampes situées sous Belledonne sont à pendage très fort vers l'Est et se relient à très grande profondeur dans la croûte continentale. Quant à l'Est de la faille d'Ornon, les pendages des rampes sont beaucoup plus modérés. Cette géométrie permet une exhumation plus importante de Belledonne ; le Rochail, les Grandes Rousses et le Pelvoux ont donc des déplacements verticaux moindres. Mais en ce qui concerne le Pelvoux, son soulèvement sur les rampes de chevauchement est amplifié par la dénudation tectonique occasionnée par l'inversion du Front Briançonnais qui a été mise en évidence dans le chapitre précédent.

D'après cette étude morphologique des pentes en fonction des lithologies, nous avons mis en évidence une exhumation différentielle des massifs : les Grandes Rousses ont eu un soulèvement moins important que Belledonne et Pelvoux. Ceci se traduit par une morphologie assez peu pentée de l'ensemble du massif avec préservation du toit du socle. En effet, l'érosion fluviale et glaciaire n'a pas façonné la topographie en formant des pentes abruptes comme dans Belledonne et surtout le Pelvoux.

Conclusions

Les Alpes sont, à l'heure actuelle, une chaîne de montagnes encore tectoniquement active. Les structures tectoniques sont toujours en évolution: les mouvements verticaux et horizontaux actuels sont une bonne manifestation de ce phénomène.

Cette étude a permis de mettre en évidence la structuration différentielle des massifs cristallins externes dauphinois à partir de la synthèse des analyses thermochronologiques par la méthode des traces de fission et l'étude morphologique des pentes en fonction de la lithologie.

Des quantités de matériel érodé sur les massifs de Belledonne et du Pelvoux ont pu être établis à partir des mesures TF. Elles indiquent une différence de comportement entre les massifs (variation supérieure à 1.5 km entre Pelvoux et Belledonne) et à l'échelle du massif lui-même (l'écart de dénudation totale déterminé dans Belledonne atteint 900m), lors de leur dernier refroidissement.

Cette caractéristique implique une différence d'exhumation de Belledonne, du Pelvoux et des Grandes Rousses. Le réajustement passif de la topographie n'est pas une cause essentielle de la remontée de ces massifs : le rebond isostatique induit par les processus de surface ou climatiques est trop limité pour entraîner des différences aussi marquées dans ces MCE. Les causes principales de soulèvement sont donc probablement tectoniques.

Le soulèvement de Belledonne est essentiellement dû à la remontée du socle sur les rampes de chevauchement conséquence du régime en raccourcissement actuel dans la zone externe des Alpes. Le soulèvement tectonique du Pelvoux se fait sur des rampes au pendage plus modéré mais il est couplé à la dénudation tectonique résultant de l'inversion du front des nappes internes. Ce phénomène amplifie le soulèvement du Pelvoux. L'incision de ces deux massifs est marquée par des pentes raides.

Cependant la topographie des Grandes Rousses, qui ont été soulevées à des altitudes élevées, ne présente pas de fortes pentes comme dans Belledonne et Pelvoux. Son soulèvement sans doute moins important n'a pas permis à l'incision de former de hauts reliefs: on note une bonne préservation du toit du socle dans ce massif.

De plus, nous avons pu mettre en évidence une accélération de la dénudation vers 5 Ma dans le Pelvoux et vers 3 Ma dans la chaîne de Belledonne. Ce phénomène est généralisé à tous les massifs cristallins externes, mais son origine reste, à l'heure actuelle, encore inconnue (causes climatiques?, tectoniques?...).

Une étude plus approfondie des MCE par la méthode des traces de fission pourraient permettre de répondre à ces questions. Pour cela, il est nécessaire d'augmenter la densité du réseau de prélèvements et de privilégier des secteurs, comme une coupe Belledonne-Grandes Rousses afin de pouvoir établir de manière plus précise les quantités de soulèvement.

De plus, il faudrait montrer l'influence des glaciations en quantifiant leurs empreintes dans la morphologie.

Références

- BARFETY J.C. & GIDON M. (1983): La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques. *Géologie alpine*, 59, p.5-32.
- BATTIAU-QUENEY Y. (1997): Preservation of old palaeosurfaces in glaciated areas: examples from the French western Alps. *Geological Society Special Publication*, 120, p.125-132.
- BOGDANOFF S., MENOT R.P. & VIVIER G. (1991) : Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, un fragment de la zone interne varisque. *Sciences Géologiques, Bulletin*, t. 44, p. 237-285
- BORDET P., BORDET C. (1960-1963) : Belledonne, Grandes Rousses et Aiguilles Rouges, Mont Blanc : Quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. *Livre à la mémoire du prof. P. FALLOT. Mém. HS, Soc. Géol. de France*, 2, p. 309-316.
- CHAMPAGNAC J.D. (2000) : Déformations superposées dans le Nord de l'Oisans. Apport des méthodes d'imagerie et de modélisation 3D. *DEA, UJF Grenoble*, 35p.
- DEBELMAS J. (1983) : La formation des Alpes. *La Recherche*, n°150, 14, p. 1542-1552.
- DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G. & VERDOYA M. (1995) : Heat flow in the tectonic provinces crossed by the southern segment of the European Geotraverse. *Tectonophysics*, 244, p. 57-74.
- DEMEULEMEESTER P. (1982) : Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes françaises). *Thèse de 3^{ème} cycle, UJF Grenoble*, 227p.
- FLEISCHER R.L., PRICE P.B. & WALKER R.M. (1975) : Nuclear tracks in solids : principles and applications. *University of California Press, Berkeley*, 605p.
- GILCHRIST A.R., SUMMERFIELD M.A. & COCKBURN H.A.P. (1994): Landscape dissection, isostatic uplift, and the morphologic development of orogens. *Geology*, 22, p. 963-966.
- GILLCRIST R., COWARD M. & MUGNIER J.L. (1987): Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta (Paris)*, 1, p.318-347.
- GLEADOW A.J.W. (1981) : Fission track dating methods : what are the real alternatives ? *Nuclear Tracks*, vol. 5, n°1/2, p. 3-14.
- GLEADOW A.J.W., DUDDY I.R. GREEN P.F. & LOVERING J.F. (1986) : Confined fission track lengths in apatite : a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, p. 405-415.
- GLEADOW A.J.W., BROWN R.W. (2000) : Fission track thermochronology and the longterm denudational response to tectonics. *Geomorphologie and Global Tectonics*, ed. by Summerfield, p.57-73.
- GOURLAY P. (1986) : La déformation du socle et des couvertures delphino-helvétiques dans la région du Mont Blanc (Alpes occidentales). *Bull. Soc. Geol. France*, 8, II, p.159-170.

- GRAND T. (1988): Mesozoic extensional inherited structures on the European margin of the Ligurian Tethys. The example of the Bourg d'Oisans half-graben, western Alps. *Bull. Soc. Géol. de France*, 8, p. 613-621.
- GREEN P.F., DUDDY I.R., LASLETT G.M., HEGARTY K.A., GLEADOW A.J.W. & LOVERING J.F. (1989) : Thermal annealing of fission tracks in apatite. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. *Chem. Geol ; (Isot. Geosci. Sect.)*, 79, p. 155-182.
- HUBBARD M. & MANCKTELOW N.S. (1992) : Lateral displacement during Neogène convergence in the western and central Alps. *Geology*, 20, p. 943-946.
- HURFORD A.J. (1990) : Standardisation of fission track dating calibration : recommandation by the fission track working group of the I. U. G. S. Subcommision on Geochronologie. *Chemical Geology (Isotope Geosci. Sect.)*, 80, p. 171-178.
- JOUANNE F & MENARD G. (1994): Quantification des mouvements verticaux actuels du Sud du jura et des Alpes nord-occidentales par comparaison de nivellements: première analyse. *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 319, série II*, p.691-697.
- JOUANNE F., MENARD G. & DARMENDRAIL X. (1995): Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains: Data from leveling comparisons. *Tectonics*, vol. 14, n°3, p. 606-616.
- LAZARRE J. (1997): Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le massif du Pelvoux (Hautes Alpes, France). Tectonique des socles et des bassins à la limite Secondaire-Tertiaire. *Géologie Alpine, Mémoire H.S. n°28*, 204p.
- LE FORT P. & EHRSTROM C.E. (1969): Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques du massif de Chaillol et de Belledonne. *SC. De la Terre, Nancy, t. XIV, n°3*, p. 215-238.
- LELARGE M.L. (1993) : Thermochronologie par la méthode des traces de fission d'une marge passive (Dôme de Ponta Grossa, SE Brésil) et au sein d'une chaîne de collision (zone externe de l'arc alpin, France). *Thèse de 3^{ème} cycle, UJF Grenoble*, 259p.
- LORY Ch. (1881) : Sur les schistes cristallins des Alpes occidentales et sur le rôle des failles dans la structure géologique de cette région. *Bull. Soc. Géol. Fr. (3) 9*, p. 652-679.
- MANSOUR M. (1991) : Thermochronologie par la méthode des traces de fission dans l'apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes occidentales) et des Jebilet (Meseta marocaine). *Thèse de 3^{ème} cycle, UJF Grenoble*, 197p.
- MENARD G. & THOUVENOT F. (1987): Coupes équilibrées crustales, méthodologie et application aux Alpes occidentales. *Géodynamica Acta*, 1, p.35-45.
- MENOT R.P. (1986): Les formations pluto-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes des Alpes françaises): nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. *Bull; Suisse. Mineral. Petrogr.*, 66, 2, p.227-256.
- MENOT R.P., BONHOMME M.G. & VIVIER P. (1987) : Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises), apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. *Bull. Suisse Mineral. Pétrog.*, 67, 3.

- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. (1988): 496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (External Crystalline Massifs in the French Alps): Evidence of a lower Paleozoic oceanisation. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, p 82-92.
- MOLNAR P. & ENGLAND P. (1990): Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346, p. 29-34.
- SABIL N. (1995): La datation par traces de fission : aspects méthodologiques et applications thermochronologiques en contexte alpin et de marge continentale. *Thèse de 3^{ème} cycle, UJF Grenoble*, 238p.
- SCHAEER J.-P. & JEANRICHARD F. (1974): Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. *Ecloga Geol. Helv.*, 67/1, p.101-119.
- SEWARD D. & MANCKTELOW N.S. (1994): Neogene kinematics of the central and western Alps: evidence from fission-track dating. *Geology*, 22, p. 803-806.
- SEWARD D., FORD M., BÜRGISSEER J., LICKORISH H., WILLIAMS E.A. & MECKEL L.D. (1999): Preliminary results of fission - track analyses in the Southern Pelvoux area, SE France. *Memorie di Scienze Geologiche (University of Padova)*, 51, (3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Oropa-Biella, Sept. 1997), p.25-31.
- SILK E.C.H. & BARNES R.S. (1959): Examination of fission fragment tracks with a electron microscope. *Phil. Mag.*, 4, p.970-972.
- SIMEON Y. (1979): Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises). *Thèse de 3^{ème} cycle, UJF Grenoble*, 224p.
- SMALL E.E. & ANDERSON R.S. (1998): Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. *Geology*, 26, p. 123-126.
- SOOM M.A. (1990): Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhône-Linie seit dem Oligozän: Spasur datierungen an Apatit/Zircon und K/Ar Datierungen an Biotit/Muscovit (Westliche Zentralalpen). *Ph. D. Thesis, Univ. of Bern, Bern, Switzerland*.
- SUE C. (1998): Dynamique actuelle et récente des Alpes occidentales internes. Approche structurale et sismologique. *Thèse de 3^{ème} cycle, UJF Grenoble*, 300p.
- TRICART P., SCHWARTZ S., SUE C., POUPEAU G. & LARDEAUX J.M. (2000): L'inversion du Front Briançonnais et la dénudation tectonique de la zone ultra-dauphinoise au Sud-Est du Pelvoux (Alpes occidentales): contribution de la thermochronologie. *C. R. Acad. Sci. Paris, soumis*.
- VERJAT J.L. (1980): Etude pétrologique et structurale des terrains cristallins du Sud-Est de Belledonne à l'Ouest du Col du Glandon, Alpes françaises. *Thèse de 3^{ème} cycle, UJF Grenoble*, 288p.
- VIVIER G., MENOT R.P. GIRAUD P. (1987): Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne. *Géologie alpine*, 63, p.25-53.
- WAGNER G.A. (1981): Fission-track ages and their geological interpretation. *Proceeding Nuclear Tracks*, p.15-26.
- WAGNER G.A. & VAN den HAUTE P. (1992): Fission Track Dating, Kluwer, Dordrecht.

Liste des figures

Liste des figures de la première partie:

Figure I-1: Modèle numérique de terrain des Alpes de Nice à Vienne [Sue, 1998]	5
Figure I-2: Localisation des MCE dans l'arc alpin occidental [Sue, 1998]	6
Figure I-3: Schéma structural de la chaîne de Belledonne [Ménot et <i>al.</i> , 1987]	8
Figure I-4: Schéma structural du massif des Grandes rouses et du Nord-Ouest du Pelvoux [Champagnac, 2000 modifié]	10
Figure I-5: Schéma structural du massif du Pelvoux [Lazarre, 1997]	11
Figure I-6: MNT ombré des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux	14

Liste des figures de la deuxième partie:

Figure II-1: Schéma illustrant les traces partielles et les traces confinées ainsi que leurs mesures de longueurs projetées L_p et révélables L_r respectives	17
Figure II-2: Domaines de stabilité des traces de fission sur apatite	17
Figure II-3: Modèles de refroidissement des roches avec leur forme de distributions des longueurs confinées correspondantes [Wagner, 1981]	18
Figure II-4: Modélisation du profil des âges apparents TF résultant d'un refroidissement régulier dans le temps de la croûte continentale [Gleadow & Brown, 2000]	19
Figure II-5: Modélisation des profils âges apparents traces de fission et longueurs de traces pour une histoire thermique avec accélération du refroidissement [Gleadow & Brown, 2000]	20
Figure II-6: Ages apparents TF obtenus sur apatite et sur zircon dans les massifs de Belledonne et du Pelvoux	22
Figure II-7: Distribution des âges TF apparents sur apatite en fonction de l'altitude pour le massif de Belledonne	25
Figure II-8 : Distribution des âges TF apparents sur apatite en fonction de l'altitude pour le massif du Pelvoux	28
Figure II-9 : Localisation des échantillons TF du Briançonnais et du SE du Pelvoux (âges en Ma), d'après Tricart <i>et al.</i> , 2000	29

Liste des figures de la troisième partie:

Figure III-1: Carte des lithologies simplifiée sur le MNT	32
Figure III-2: Distribution des pentes dans l'ensemble lithologique des granites et amphibolites des MCE dauphinois	33
Figure III-3: Histogrammes des pentes dans les MCE et leur couverture sédimentaire	35
Figure III-4: Histogrammes des pentes dans les flyschs ultra-helvétiques et des Aiguilles d'Arves et les grès du Champsaur	36
Figure III-5: Histogrammes des pentes dans la série sédimentaire liasique supérieure	37
Figure III-6: Histogrammes des pentes dans le Jurassique moyen	37
Figure III-7: Histogrammes des pentes dans les granites et les amphibolites des massifs cristallins dauphinois	38
Figure III-8: Courbes hypsométriques de la série liasique supérieure	39
Figure III-9: Courbes hypsométriques dans la couverture jurassique moyenne	39

Figure III-10: Courbes hypsométriques des massifs de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux	40
Figure III-11: Coupe E-W des Petites Rousses	41
Figure III-12: a) Coupe à travers le Vercors, l'extrémité sud de Belledonne, le massif du Rochail et du Pelvoux ; b) Coupe schématique suggérant la géométrie des structures à la fin du Mésozoïque. D'après Gillcrist <i>et al.</i> (1987)	43

Liste des tableaux

Liste des tableaux de la deuxième partie:

Tableau II-A: Ages apparents TF, obtenus sur apatites, des échantillons a) du domaine nord-oriental, b) du massif du Grand Châtelard et c) de la zone de flysch (St Julien-Mont Denis) [Lelarge, 1993]	23
Tableau II-B: Ages apparents TF, obtenus sur apatites, des échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle [Sabil, 1995]	23
Tableau II-C: Longueurs confinées moyennes des traces de fission fossiles dans les échantillons de la vallée de l'Eau d'Olle	24
Tableau II-D: Ages apparents TF, obtenus sur apatites, des échantillons de la vallée de la Romanche [Sabil, 1995]	24
Tableau II-E: Ages apparents TF, obtenus sur apatite et sur zircon, des échantillons du massif du Pelvoux [Seward <i>et al.</i> , 1999]	26
Tableau II-F: Longueurs confinées moyennes des traces de fission spontanées dans les apatites des échantillons du Pelvoux	27

Liste des tableaux de la troisième partie:

Tableau III-A: tableau récapitulatif des pentes dans les différents groupes lithologiques digitalisées	34
--	----

ANNEXES

Granites et amphibolites

Pente en degrés	Fréquences	Fréquences cumulées
0	0,001594	0,001594
1	0,001665	0,003259
2	0,002115	0,005373
3	0,002741	0,008114
4	0,003418	0,011532
5	0,003808	0,01534
6	0,004448	0,019788
7	0,005233	0,025022
8	0,006013	0,031035
9	0,006512	0,037547
10	0,007196	0,044743
11	0,008269	0,053012
12	0,008902	0,061914
13	0,009678	0,071592
14	0,010073	0,081665
15	0,011166	0,092831
16	0,01194	0,104771
17	0,012644	0,117415
18	0,013893	0,131308
19	0,014949	0,146257
20	0,015894	0,162151
21	0,017473	0,179623
22	0,018494	0,198117
23	0,020471	0,218588
24	0,021955	0,240543
25	0,023693	0,264236
26	0,025647	0,289883
27	0,027257	0,317139
28	0,028483	0,345622
29	0,029618	0,375241
30	0,030961	0,406201
31	0,0326	0,438801
32	0,033402	0,472204
33	0,034432	0,506636
34	0,034938	0,541574
35	0,03452	0,576094
36	0,034469	0,610563

37	0,03403	0,644594
38	0,03342	0,678014
39	0,031718	0,709732
40	0,029673	0,739405
41	0,028659	0,768064
42	0,025915	0,793978
43	0,024358	0,818336
44	0,022273	0,84061
45	0,020093	0,860703
46	0,01811	0,878813
47	0,016293	0,895105
48	0,014576	0,909681
49	0,012898	0,922579
50	0,011882	0,934461
51	0,01039	0,944851
52	0,009265	0,954116
53	0,007931	0,962047
54	0,006992	0,969039
55	0,006033	0,975072
56	0,005187	0,980259
57	0,004217	0,984477
58	0,003399	0,987875
59	0,002687	0,990563
60	0,002329	0,992892
61	0,001747	0,994639
62	0,001418	0,996057
63	0,001101	0,997158
64	0,000841	0,997999
65	0,000634	0,998632
66	0,00047	0,999103
67	0,000302	0,999405
68	0,000199	0,999604
69	0,000143	0,999747
70	0,000077	0,999824
71	0,000062	0,999887
72	0,000049	0,999936
73	0,000039	0,999975
74	0,000018	0,999993
75	0,000007	1

Série Satinée du rameau externe de Belledonne

Pentes en degrés	Fréquences	Fréquences cumulées
0	0,000601	0,000601
1	0,002687	0,003289
2	0,003533	0,006822
3	0,003176	0,009997
4	0,004059	0,014056
5	0,00451	0,018567
6	0,005224	0,023791
7	0,005562	0,029353
8	0,005957	0,03531
9	0,006822	0,042132
10	0,008381	0,050513
11	0,010148	0,060661
12	0,01338	0,074041
13	0,015485	0,089525
14	0,018153	0,107678
15	0,02069	0,128368
16	0,02302	0,151389
17	0,02567	0,177059
18	0,03127	0,208329
19	0,033187	0,241515
20	0,037152	0,278667
21	0,043203	0,32187
22	0,044932	0,366802
23	0,047149	0,413951
24	0,046905	0,460856
25	0,052148	0,513004
26	0,050739	0,563743
27	0,051002	0,614744
28	0,04963	0,664374
29	0,046191	0,710565

30	0,04433	0,754895
31	0,041249	0,796144
32	0,036926	0,83307
33	0,031101	0,864171
34	0,026553	0,890724
35	0,022287	0,913012
36	0,019337	0,932349
37	0,014451	0,9468
38	0,012328	0,959127
39	0,010693	0,96982
40	0,008626	0,978446
41	0,006784	0,985229
42	0,004416	0,989646
43	0,003552	0,993197
44	0,002387	0,995584
45	0,001616	0,9972
46	0,000883	0,998083
47	0,000526	0,998609
48	0,000507	0,999117
49	0,000395	0,999511
50	0,000226	0,999737
51	0,000056	0,999793
52	0,000019	0,999812
53	0,000019	0,999831
54	0,000019	0,99985
55	0,000038	0,999887
56	0,000019	0,999906
57	0,000075	0,999981
58	0,000019	1

Chloritoschistes

Pentes en degrés	Fréquences	Fréquences cumulées
0	0,001254	0,001254
1	0,0021	0,003353
2	0,002977	0,006331
3	0,002946	0,009277
4	0,003416	0,012693
5	0,004168	0,016862
6	0,00724	0,024101
7	0,00677	0,030871
8	0,006425	0,037296
9	0,008776	0,046071
10	0,010593	0,056665
11	0,010374	0,067039
12	0,012223	0,079262
13	0,013477	0,092738
14	0,0152	0,107939
15	0,015765	0,123703
16	0,015671	0,139374
17	0,015733	0,155107
18	0,018303	0,17341
19	0,019212	0,192622
20	0,020121	0,212743
21	0,023224	0,235967
22	0,024853	0,260821
23	0,027141	0,287962
24	0,029492	0,317454
25	0,032093	0,349547
26	0,032814	0,382361
27	0,036669	0,41903
28	0,036418	0,455449
29	0,040461	0,49591
30	0,040085	0,535995
31	0,042561	0,578556
32	0,042624	0,62118

33	0,04137	0,662551
34	0,039678	0,702228
35	0,03833	0,740558
36	0,036387	0,776945
37	0,03272	0,809666
38	0,030432	0,840098
39	0,027204	0,867302
40	0,026828	0,89413
41	0,021437	0,915567
42	0,01777	0,933338
43	0,013132	0,946469
44	0,011345	0,957815
45	0,00934	0,967155
46	0,008305	0,97546
47	0,005829	0,981289
48	0,005359	0,986649
49	0,003479	0,990128
50	0,002288	0,992415
51	0,002069	0,994484
52	0,001473	0,995957
53	0,000878	0,996835
54	0,000752	0,997587
55	0,000721	0,998308
56	0,00047	0,998778
57	0,000219	0,998997
58	0,000345	0,999342
59	0,000219	0,999561
60	0,000188	0,999749
61	0,000157	0,999906
62	0,000063	0,999969
63	0,000031	1

Lias inférieur

Pentes en degrés	Fréquences	Fréquences cumulées
0	0,005711	0,005711
1	0,003845	0,009557
2	0,005041	0,014598
3	0,00702	0,021618
4	0,008742	0,03036
5	0,008938	0,039298
6	0,01033	0,049628
7	0,010288	0,059916
8	0,013794	0,07371
9	0,014608	0,088318
10	0,016041	0,104359
11	0,017556	0,121915
12	0,01901	0,140925
13	0,019721	0,160646
14	0,02102	0,181666
15	0,023134	0,2048
16	0,024443	0,229243
17	0,025195	0,254438
18	0,025886	0,280324
19	0,026855	0,307179
20	0,028319	0,335498
21	0,028865	0,364364
22	0,029948	0,394311
23	0,029917	0,424228
24	0,032185	0,456413
25	0,034597	0,49101
26	0,036803	0,527814
27	0,035649	0,563463
28	0,038968	0,602431
29	0,0397	0,642131

30	0,041546	0,683677
31	0,043267	0,726944
32	0,044381	0,771324
33	0,042948	0,814272
34	0,04169	0,855962
35	0,036865	0,892827
36	0,030855	0,923682
37	0,024	0,947681
38	0,016525	0,964207
39	0,011732	0,975939
40	0,007443	0,983382
41	0,005381	0,988763
42	0,003608	0,992371
43	0,00266	0,995031
44	0,001639	0,99667
45	0,000969	0,997639
46	0,000598	0,998237
47	0,000536	0,998773
48	0,000433	0,999206
49	0,000258	0,999464
50	0,000247	0,999711
51	0,000052	0,999763
52	0,000072	0,999835
53	0,000072	0,999907
54	0,000021	0,999928
55	0,00001	0,999938
56	0,000031	0,999969
57	0,000031	1

Lias supérieur et indifférencié

Pentes en degrés	Fréquences	Fréquences cumulées
0	0,004142	0,004142
1	0,003726	0,007868
2	0,004694	0,012561
3	0,00577	0,018331
4	0,00649	0,024821
5	0,007958	0,032779
6	0,010234	0,043013
7	0,01182	0,054833
8	0,014584	0,069417
9	0,01683	0,086247
10	0,018946	0,105193
11	0,021255	0,126448
12	0,023269	0,149716
13	0,024803	0,174519
14	0,025985	0,200504
15	0,027769	0,228273
16	0,028809	0,257082
17	0,030232	0,287315
18	0,031836	0,31915
19	0,032243	0,351393
20	0,034419	0,385812
21	0,03428	0,420093
22	0,034356	0,454448
23	0,034546	0,488994
24	0,033934	0,522928
25	0,034648	0,557576
26	0,033391	0,590967
27	0,033786	0,624754
28	0,032508	0,657262
29	0,031965	0,689227
30	0,03079	0,720017
31	0,029698	0,749715
32	0,027805	0,777521
33	0,027374	0,804895
34	0,026033	0,830928
35	0,024251	0,855179

36	0,022557	0,877736
37	0,020444	0,89818
38	0,018138	0,916318
39	0,015992	0,93231
40	0,013336	0,945646
41	0,011063	0,956709
42	0,008742	0,965451
43	0,006924	0,972375
44	0,005715	0,978091
45	0,004148	0,982239
46	0,003376	0,985615
47	0,002785	0,9884
48	0,002273	0,990673
49	0,001872	0,992545
50	0,001441	0,993986
51	0,00117	0,995156
52	0,000904	0,99606
53	0,000838	0,996898
54	0,000693	0,997591
55	0,000473	0,998065
56	0,000386	0,998451
57	0,000301	0,998752
58	0,000289	0,999041
59	0,000265	0,999307
60	0,000181	0,999488
61	0,00013	0,999617
62	0,000112	0,999729
63	0,000069	0,999798
64	0,000078	0,999876
65	0,000054	0,999931
66	0,000018	0,999949
67	0,000027	0,999976
68	0,000012	0,999988
69	0,000006	0,999994
70	0,000006	1